

KELITA LOPES

**CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA, PETROGRÁFICA E QUÍMICA DOS
DERRAMES DA PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ COM ÊNFASE
PARA AS ROCHAS AFLORANTES NO MUNICÍPIO DE GUARAPUAVA - PR**

Dissertação apresentada como requisito parcial à
obtenção do grau de Mestre em Geologia
Exploratória, curso de Pós-graduação em
Geologia, Setor de Ciências da Terra,
Universidade Federal do Paraná.

Orientadora: Prof^a Dr^a Eleonora Maria
Vasconcellos

Co-Orientador: Prof. Dr. Sidnei Pires Rostirolla

**CURITIBA
2008**

***“O único modo de evitar os erros é adquirindo experiência;
mas a única maneira de adquirir experiência é cometendo erros”.***
(autor desconhecido)

***A verdadeira medida de um homem não é como ele se comporta em
momentos de conforto e conveniência, mas como ele se mantém em
tempos de controvérsia e desafio.***
(Martin Luther King)

AGRADECIMENTOS

A Deus.

A Eleonora Maria Vasconcellos pelos ensinamentos e orientação da pesquisa.

As professoras Cristina Valle Pinto-Coelho e Maria José Mesquita pelas correções, críticas e sugestões feitas para melhoria deste trabalho.

A CAPES pela concessão da bolsa de mestrado.

Ao Laboratório de Análises de Minerais e Rochas (LAMIR) da Universidade Federal do Paraná e toda sua equipe pela preparação e análise química das amostras.

A Mineropar pela ajuda financeira no desenvolvimento dos trabalhos de campo.

Ao meu amigo e geólogo Edir Edemir Arioli, pelos ensinamentos, pela ajuda, incentivo, colaboração no desenvolvimento desta dissertação, bem como pela grande amizade.

A geóloga Cristiane Rubini Dutra, pela ajuda no desenvolvimento do *Abstract*, pelo apoio e pela amizade.

A geóloga Eliane Petersohn, pela colaboração nos estudos de geotermometria e pela amizade.

A meu esposo e minha família pela paciência e apoio.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	12
1.1 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	13
1.2 OBJETIVOS	14
2 CONTEXTO GEOLÓGICO	16
2.1 EVOLUÇÃO DA BACIA DO PARANÁ	16
2.2 GEOLOGIA DAS ROCHAS VULCÂNICAS DA BACIA DO PARANÁ	20
2.3 CONCEITOS SOBRE ESTRUTURA INTERNA E CLASSIFICAÇÃO DE DERRAMES	28
2.3.1 Estrutura Interna de Derrames de Basalto	28
2.3.2 Classificação Morfológica de Derrames	32
3 MÉTODOS DE TRABALHO	35
3.1 PETROGRAFIA	35
3.2 GEOQUÍMICA	36
3.3 MICROSCOPIA ELETRÔNICA	36
3.4 CÁLCULOS DE TEMPERATURA E PRESSÃO	37
4 GEOLOGIA LOCAL	38
4.1 TECTÔNICA E ESTRUTURAS REGIONAIS	51
4.2 PETROGRAFIA	51
4.2.1 Unidade Básica	52
4.2.1.1 Subunidade Lobada	52
4.2.1.2 Subunidade maciça	54
4.2.2 Unidade Ácida	57
5 GEOQUÍMICA	60
5.1 UNIDADE BÁSICA	64
5.2 UNIDADE ÁCIDA	66
5.3 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)	68
6 GEOTERMOBAROMETRIA	73
7 DISCUSSÃO	81
8 CONCLUSÕES	83
REFERÊNCIAS	84
ANEXOS	89

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 –	MAPA DE LOCALIZAÇÃO COM A ÁREA DE ESTUDO EM DESTAQUE NA BACIA DO PARANÁ E AS PRINCIPAIS VIAS DE ACESSO PARTINDO DE CURITIBA.....	14
FIGURA 2 –	LOCALIZAÇÃO DA BACIA DO PARANÁ COM PRINCIPAIS ALINHAMENTOS (MELFI <i>ET AL.</i> 1988).....	17
FIGURA 3 –	COLUNA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO PARANÁ (MILANI <i>ET AL.</i> 1994).....	18
FIGURA 4 –	MAPA GEOLÓGICO GENERALIZADO DA PORÇÃO CENTRO-LESTE DA BACIA DO PARANÁ, DESTACANDO OS PRINCIPAIS LINEAMENTOS TECTÔNICOS E/OU MAGNÉTICOS (RAPOSO, 1995).....	23
FIGURA 5 –	DIAGRAMAS BINÁRIOS DE PEATE <i>ET AL.</i> (1992), ILUSTRANDO A VARIAÇÃO COMPOSICIONAL DOS BASALTOS DA FORMAÇÃO SERRA GERAL.....	25
FIGURA 6 –	MAPA GEOLÓGICO ESQUEMÁTICO DA ÁREA DE ESTUDO.....	39
FIGURA 7 –	PEDREIRA LAGOA SECA, SUBUNIDADE LOBADA, ONDE SE OBSERVA O CONTATO ENTRE DOIS DERRAMES. PONTO 10 (COORDENADAS: 432986 / 7188336).....	41
FIGURA 8 –	SUBUNIDADE LOBADA - CONTATO ENTRE DOIS DERRAMES, SEGUINDO O PALEORELEVO. PONTO 10 (COORDENADAS: 432986 / 7188336).....	41
FIGURA 9 –	DISJUNÇÕES COLUNARES PENTAGONAL E IRREGULARES, REALÇADAS POR ARGILOMINERAL. PONTO 92 (COORDENADAS 439150 / 7205628).....	42
FIGURA 10 –	AFLORAMENTO COM PRESENÇA DE MARCAS DE BISEL E DESTAQUE PARA O FRATURAMENTO CONCHOIDAL (COORDENADAS 409376 / 7207352).....	42
FIGURA 11 –	BRECHA SOBRE BASALTO. PONTO 06 (COORDENADAS: 464425 / 7195235).....	43
FIGURA 12 –	BASALTO INTERCALADO COM ARENITO, COM DESTAQUE PARA A BORDA DE REAÇÃO. PONTO 06 (COORDENADAS: 464425 / 7195235).....	44
FIGURA 13 –	BASALTO FANERÍTICO COM LENTES DE QUARTZO ANASTOMOSADAS, DEFININDO UMA FOLIAÇÃO À ROCHA. PONTO 02 (COORDENADAS: 478869 / 7201031).....	46
FIGURA 14 –	AFLORAMENTO DE BASALTO MACIÇO, REPRESENTANDO O TOPO DO DERRAME (COORDENADAS 464438 / 7214673). 66	
FIGURA 15 –	BASALTO FANERÍTICO COM OCORRÊNCIA DE PEGMATÓIDE BÁSICO, EM DESTAQUE NA FOTO – PEDREIRA GUARAPUAVA, PONTO 16 (COORDENADAS: 449202 / 7186148).....	47
FIGURA 16 –	PEGMATÓIDE BÁSICO ASSOCIADO AO BASALTO. PONTO 44 (COORDENADAS 464438 / 7214673).....	48
FIGURA 17 –	RIODACITO COM BANDAMENTO IRREGULAR. PONTO 12, PEDREIRA ATALAIA (COORDENADAS: 449302 / 7199407).....	50

FIGURA 18 –	PEDREIRA DE RIODACITO ONDE SE OBSERVA A PRESENÇA DE UM BANDAMENTO IRREGULAR, DEFINIDO COMO ESTRUTURA DE FLUXO. PONTO 12, PEDREIRA ATALAIA (COORDENADAS: 449302 / 7199407).....	50
FIGURA 19 –	FOTOMICROGRAFIA DE FENOCRISTAL DE PLAGIOCLÁSIO (PLAG) ENVOLVIDO PELA MATRIZ (MZ), BASALTO DA SUBUNIDADE LOBADA. NX.....	52
FIGURA 20 –	FOTOMICROGRAFIA DE FENOCRISTAL DE PLAGIOCLÁSIO (PLAG) EM MEIO À MATRIZ VÍTREA (MZ), BASALTO DA SUBUNIDADE LOBADA. NX.....	52
FIGURA 21 –	FOTOMICROGRAFIA DE FENOCRISTAL DE PLAGIOCLÁSIO (PLAG) ENVOLVIDO POR MATRIZ (MZ) COMPOSTA POR PLAGIOCLÁSIO, PIROXÊNIO (PX) E VIDRO VULCÂNICO, BASALTO DA SUBUNIDADE LOBADA. NX.....	53
FIGURA 22 –	FOTOMICROGRAFIA DE FENOCRISTAIS DE PIROXÊNIO (PX), ENVOLTOS POR VIDRO VULCÂNICO (MZ), BASALTO DA SUBUNIDADE LOBADA. NX.....	53
FIGURA 23 –	FOTOMICROGRAFIA DE FENOCRISTAIS DE PIROXÊNIO (PX), ENVOLTOS POR PLAGIOCLÁSIO E VIDRO (MZ), BASALTO DA SUBUNIDADE LOBADA. NX.....	53
FIGURA 24 –	FOTOMICROGRAFIA DE AMÍGDALA PREENCHIDA POR CELADONITA EM MEIO A CRISTAIS DE PLAGIOCLÁSIO (PLAG) E VIDRO VULCÂNICO (MZ), BASALTO DA SUBUNIDADE MACIÇA. NX.....	53
FIGURA 25 –	FOTOMICROGRAFIA DE CLASTO DE ARENITO, BRECHA DA SUBUNIDADE LOBADA. N//.....	54
FIGURA 26 –	FOTOMICROGRAFIA DE CLASTO DE BASALTO COM CRISTAIS DE PLAGIOCLÁSIO (PLAG), BRECHA DA SUBUNIDADE LOBADA. N//.....	54
FIGURA 27 –	FOTOMICROGRAFIA MOSTRANDO O CONTATO ENTRE CLASTO DE ARENITO E DE BASALTO. O CONTATO É MARCADO PELA PRESENÇA DE HIDRÓXIDO DE FERRO, BRECHA DA SUBUNIDADE LOBADA. N//.....	54
FIGURA 28 –	FOTOMICROGRAFIA DE CRISTAIS DE PIROXÊNIO (PX) E PLAGIOCLÁSIO (PLAG), BASALTO DA SUBUNIDADE MACIÇA. NX.....	55
FIGURA 29 –	FOTOMICROGRAFIA DE PIROXÊNIO ENVOLTO PELOS CRISTAIS DA MATRIZ E OPACOS (ÓXIDOS DE FE E MAGNETITA), BASALTO DA SUBUNIDADE MACIÇA. NX.....	55
FIGURA 30 –	FOTOMICROGRAFIA DE CRISTAIS DE PLAGIOCLÁSIO (PLAG), PIROXÊNIO (PX) E OPACOS (MAGNETITA-MG) DA MATRIZ, BASALTO DA SUBUNIDADE MACIÇA. NX.....	56
FIGURA 31 –	FOTOMICROGRAFIA DE FENOCRISTAL DE PLAGIOCLÁSIO (PLAG) ENVOLVIDO PELA MATRIZ, BASALTO DA SUBUNIDADE MACIÇA. NX.....	56
FIGURA 32 –	FOTOMICROGRAFIA DE CRISTAIS DE PLAGIOCLÁSIO (PLAG) EUÉDRICOS, BASALTO DA SUBUNIDADE MACIÇA. NX.....	56
FIGURA 33 –	FOTOMICROGRAFIA DE PLAGIOCLÁSIO (PLAG), PIROXÊNIO (PX) E OPACOS (ÓXIDO DE FE E MAGNETITA),	

	BASALTO DA SUBUNIDADE MACIÇA. NX.....	56
FIGURA 34 –	FOTOMICROGRAFIA DE CRISTAIS DE PLAGIOCLÁSIO (PLAG) EUÉDRICOS COM PIROXÊNIO (PX) INTERSTICIAL, PEGMATÓIDE BÁSICO. NX.....	57
FIGURA 35 –	FOTOMICROGRAFIA DE CRISTAIS DE PLAGIOCLÁSIO (PLAG) EUÉDRICOS, PEGMATÓIDE BÁSICO. NX.....	57
FIGURA 36 –	FOTOMICROGRAFIA DE CRISTAIS DE PIROXÊNIOS (PX) EUÉDRICOS E OPACOS (ÓXIDO DE FE E MAGNETITA), PEGMATÓIDE BÁSICO. NX.....	57
FIGURA 37 –	FOTOMICROGRAFIA DE CRISTAIS DE PIROXÊNIO (PX) ENVOLTOS POR PLAGIOCLÁSIO (PLAG) E OPACOS (ÓXIDO DE FE E MAGNETITA), PEGMATÓIDE BÁSICO. NX...	57
FIGURA 38 –	FOTOMICROGRAFIA DE FENOCRISTAL DE PLAGIOCLÁSIO (PLAG), COM INCLUSÃO DE MAGNETITA (MG) EM CONTATO COM MICROFENOCRISTAL DE PIROXÊNIO (PX), DACITO - UNIDADE ÁCIDA. NX.....	58
FIGURA 39 –	FOTOMICROGRAFIA DE FENOCRISTAIS DE PLAGIOCLÁSIO (PLAG) E MICROFENOCRISTAL DE PIROXÊNIO (PX), DACITO - UNIDADE ÁCIDA. NX.....	58
FIGURA 40 –	FOTOMICROGRAFIA DE FENOCRISTAL DE PLAGIOCLÁSIO (PLAG) EM MEIO À MATRIZ AFANÍTICA (MZ), DACITO - UNIDADE ÁCIDA. NX.....	59
FIGURA 41 –	FOTOMICROGRAFIA DE FENOCRISTAL DE PIROXÊNIO (PX) E INCLUSÃO DE MAGNETITA (MG), DACITO - UNIDADE ÁCIDA. NX.....	59
FIGURA 42 –	FOTOMICROGRAFIA DE FENOCRISTAL DE PIROXÊNIO (PX) FRATURADO, ENVOLVIDO POR UM FENOCRISTAL DE PLAGIOCLÁSIO (PLAG) E INCLUSÕES DE MAGNETITA (MG), DACITO - UNIDADE ÁCIDA. NX.....	59
FIGURA 43 –	FOTOMICROGRAFIA DE MICROFENOCRISTAIS DE PIROXÊNIO (PX) E PLAGIOCLÁSIO (PLAG), DACITO - UNIDADE ÁCIDA. NX.....	59
FIGURA 44 –	DIAGRAMA CLASSIFICATÓRIO TAS (SiO_2 VS. ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)), LE BAS <i>ET AL.</i> (1986), PARA AS ROCHAS ESTUDADAS.....	60
FIGURA 45 –	DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO PARA ELEMENTOS MAIORES: ROCHAS ESTUDADAS E PICCIRILLO E MELFI (1988), A) MGO VS. SiO_2 ; B) MGO VS. Al_2O_3 ; C) MGO VS. CAO; D) MGO VS. Fe_2O_3 ; E) MGO VS. K_2O ; F) MGO VS. MNO; G) MGO VS. Na_2O ; E H) MGO VS. TiO_2	62
FIGURA 46 –	DIAGRAMAS BINÁRIOS PARA OS ELEMENTOS TRAÇOS, ROCHAS ESTUDADAS E PICCIRILLO E MELFI (1988), A) SiO_2 VS BA; B) SiO_2 VS CR; C) SiO_2 VS NI; D) SiO_2 VS SR; E) SiO_2 VS RB; F) SiO_2 VS ZR; G) SiO_2 VS V.....	63
FIGURA 47 –	DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO: UNIDADE ÁCIDA, SUBUNIDADE MACIÇA, SUBUNIDADE LOBADA, A) TiO_2 VS. SR E B) TiO_2 VS. ZR/Y.....	64
FIGURA 48 –	DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO PARA ELEMENTOS MAIORES: + SUBUNIDADE MACIÇA, SUBUNIDADE LOBADA, A) MGO VS. Al_2O_3 ; B) MGO VS. CAO; C) MGO VS. Fe_2O_3 ; D) MGO	

	VS. K_2O ; E) MGO VS. Na_2O ; F) MGO VS. SiO_2 ; E G) MGO VS. TiO_2	65
FIGURA 49 –	DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO PARA AS ROCHAS ÁCIDAS ESTUDADAS: A) SiO_2 VS. Al_2O_3 ; B) SiO_2 VS. CAO; C) SiO_2 VS. Fe_2O_3 ; D) SiO_2 VS. K_2O ; E) SiO_2 VS. MGO; F) SiO_2 VS. Na_2O ; E G) SiO_2 VS. TiO_2	66
FIGURA 50 –	DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO PARA AS ROCHAS ÁCIDAS (PICCIRILLO E MELFI, 1988): A) SiO_2 VS. Al_2O_3 ; B) SiO_2 VS. CAO; C) SiO_2 VS. Fe_2O_3 ; D) SiO_2 VS. K_2O ; E) SiO_2 VS. MGO; F) SiO_2 VS. Na_2O ; E G) SiO_2 VS. TiO_2	67
FIGURA 51 –	IMAGEM EM ELÉTRONS RETROESPALHADOS, MOSTRANDO FENOCRISTAL DE PIROXÊNIO EM AMOSTRA DE DACITO, FRATURADO, COM ALGUMAS INCLUSÕES.....	69
FIGURA 52 –	IMAGEM EM ELÉTRONS RETROESPALHADOS, MOSTRANDO MICROFENOCRISTAL DE PLAGIOCLÁSIO EM AMOSTRA DE BASALTO, COM ALGUMAS INCLUSÕES DE MAGNETITA EM DESTAQUE.....	69
FIGURA 53 –	IMAGEM EM ELÉTRONS RETROESPALHADOS, MOSTRANDO FENOCRISTAL DE PLAGIOCLÁSIO EM AMOSTRA DE DACITO, COM INCLUSÃO DE MAGNETITA EM DESTAQUE.....	69
FIGURA 54 –	IMAGEM EM ELÉTRONS RETROESPALHADOS, MOSTRANDO MICROFENOCRISTAL DE PIROXÊNIO EM AMOSTRA DE BASALTO COM INCLUSÃO DE MAGNETITA EM DESTAQUE.....	69
FIGURA 55 –	IMAGEM EM ELÉTRONS RETROESPALHADOS, MOSTRANDO MICROFENOCRISTAL DE PIROXÊNIO EM AMOSTRA DE DACITO.....	69
FIGURA 56 –	IMAGEM EM ELÉTRONS RETROESPALHADOS, MOSTRANDO FENOCRISTAL DE PLAGIOCLÁSIO EM AMOSTRA DE DACITO, LÍMPIDO E COM RARAS INCLUSÕES.....	69
FIGURA 57 –	GRÁFICO COM AS CURVAS DOS ELEMENTOS PRESENTES EM UM DOS PONTOS ANALISADOS NUM FENOCRISTAL DE PIROXÊNIO.....	70
FIGURA 58 –	GRÁFICO COM AS CURVAS DOS ELEMENTOS PRESENTES EM UM DOS PONTOS ANALISADOS NUM FENOCRISTAL DE PLAGIOCLÁSIO.....	70
FIGURA 59 –	HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA PARA TEMPERATURA DE CRISTALIZAÇÃO DOS PLAGIOCLÁSIOS E PIROXÊNIOS DAS ROCHAS ÁCIDAS.....	79
FIGURA 60 –	HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA PARA TEMPERATURA DE CRISTALIZAÇÃO DOS PLAGIOCLÁSIOS E PIROXÊNIOS PARA AS ROCHAS BÁSICAS.....	80

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 –	ESTRATIGRAFIA DA FORMAÇÃO SERRA GERAL NA REGIÃO DE GUARAPUAVA.....	21
TABELA 2 –	MAGMAS TIPOS SEGUNDO A CLASSIFICAÇÃO DE PEATE <i>ET AL.</i> (1992).....	24
TABELA 3 –	SEQÜÊNCIA GERAL DOS DEPÓSITOS DE ROCHAS ÁCIDAS NA ÁREA PESQUISADA.....	49
TABELA 4 –	COMPOSIÇÃO DOS PLAGIOCLÁSIOS OBTIDA POR MICROSCÓPIA ELETRÔNICA PELO MÉTODO EDS.....	71
TABELA 5 –	COMPOSIÇÃO DOS PIROXÊNIOS OBTIDA POR MICROSCÓPIA ELETRÔNICA PELO MÉTODO EDS.....	72
TABELA 6 –	COMPOSIÇÃO DOS PLAGIOCLÁSIOS DOS DERRAMES ÁCIDOS ESTUDADOS, ESTIMADA POR MEIO DO MEV.....	73
TABELA 7 –	COMPOSIÇÃO DOS PIROXÊNIOS DOS DERRAMES ÁCIDOS ESTUDADOS, ESTIMADA POR MEIO DO MEV.....	73
TABELA 8 –	COMPOSIÇÃO DOS PLAGIOCLÁSIOS DOS DERRAMES BÁSICOS ESTUDADOS, ESTIMADA POR MEIO DO MEV.....	74
TABELA 9 –	TABELA 9 – COMPOSIÇÃO DOS PIROXÊNIOS DOS DERRAMES BÁSICOS ESTUDADOS, ESTIMADA POR MEIO DO MEV.....	74
TABELA 10 –	COMPOSIÇÃO MÉDIA DOS PLAGIOCLÁSIOS DAS ROCHAS ÁCIDAS E BÁSICAS, OBTIDA A PARTIR DE ENSAIOS EM MICROSSONDA ELETRÔNICA (PICCIRILLO E MELFI, 1988).....	74
TABELA 11 –	TABELA 11 – COMPOSIÇÃO MÉDIA DOS PIROXÊNIOS DAS ROCHAS ÁCIDAS E BÁSICAS, OBTIDA A PARTIR DE ENSAIOS EM MICROSSONDA ELETRÔNICA (PICCIRILLO E MELFI, 1988).....	74
TABELA 12 –	TEORES DE ANORTITA PARA OS PLAGIOCLÁSIOS DAS ROCHAS ÁCIDAS E BÁSICAS.....	77
TABELA 13 –	ESTIMATIVA DE TEMPERATURA E PRESSÃO PARA OS PLAGIOCLÁSIOS DAS ROCHAS ÁCIDAS, OBTIDAS A PARTIR DO MODELO CALIBRADO POR PUTIRKA (2005).....	77
TABELA 14 –	ESTIMATIVA DE TEMPERATURA E PRESSÃO PARA OS PIROXÊNIOS DAS ROCHAS ÁCIDAS, OBTIDAS A PARTIR DO MODELO CALIBRADO POR PUTIRKA ET AL. (2003) E PUTIRKA (2005).....	78
TABELA 15 –	ESTIMATIVA DE TEMPERATURA E PRESSÃO PARA OS PLAGIOCLÁSIOS DAS ROCHAS BÁSICAS, OBTIDAS A PARTIR DO MODELO CALIBRADO POR PUTIRKA (2005).....	78
TABELA 16 –	ESTIMATIVA DE TEMPERATURA E PRESSÃO PARA OS PIROXÊNIOS DAS ROCHAS BÁSICAS, OBTIDAS A PARTIR DO MODELO CALIBRADO POR PUTIRKA ET AL. (2003) E PUTIRKA (2005).....	78

RESUMO

A área em estudo localiza-se no Terceiro Planalto do Estado do Paraná, na região de entorno do município de Guarapuava, sendo cortada pelo lineamento Rio Piquiri. A área possui 3022 km² e foi escolhida devido à grande quantidade de informações obtidas em estudos anteriores e por compreender rochas vulcânicas básicas e ácidas. Este trabalho baseia-se tanto em dados de campo, quanto em dados bibliográficos sobre os derrames da Formação Serra Geral e tem como principal objetivo caracterizar a temperatura dessas rochas com base na composição química e mineralógica. Inicialmente foram realizados trabalhos de campo e o mapeamento da área, em que foi confeccionado um mapa geológico na escala 1:250.000. A área foi dividida geoquimicamente em duas unidades, a Unidade Básica e a Unidade Ácida. A unidade básica foi subdividida em 2 subunidades, a subunidade lobada e a subunidade maciça, caracterizadas por diferenças morfológicas. A unidade básica consistiu-se de basaltos, associados a brechas e pegmatóides básicos. A unidade ácida é constituída por dacitos e riodacitos. De acordo com os teores de TiO₂, Sr e a razão Zr/Y, as rochas ATi são do tipo Pitanga e as BTi do tipo Esmeralda. As condições de temperatura das rochas estudadas foram calculadas utilizando a composição de rocha total, a composição semi-quantitativa e total de plagioclásios. O termobarômetro calibrado para plagioclásios é baseado nas composições plagioclásio – líquido, fundamentados na partição de Ca entre o líquido e o plagioclásio. Para as rochas ácidas as temperaturas registradas em plagioclásios variam entre 793° a 934°C e 1077 a 1224°C para piroxênios. As temperaturas obtidas nas rochas básicas foram de 1054 a 1171°C para os plagioclásios e 1187 a 1281°C para os piroxênios. As pressões calculadas não foram consideradas, pois apresentaram um erro significativo.

Palavras-chave: Formação Serra Geral, Vulcânicas, Basaltos.

ABSTRACT

The study area is located in the Third Plateau of Paraná State, nearby Guarapuava city, being cut by the Rio Piquiri lineament. The area has 3022 km² and was chosen due to its large amount of information acquired in previous studies, also for comprehending acid and basic volcanic rocks. This work is based on field data and bibliographic research about Serra Geral Formation, and has as its main aim the characterization of the temperature in these rocks, based on chemical and mineralogical composition. Originally, it has been done field work including the mapping of the area, giving rise to a geological map in the scale 1:250.000. Geochemically, the area was divided into two units, Basic Unit and Acid Unit. The Basic Unit has been subdivided into two subunits, the lobe sub-unit and massive sub-unit, characterized by morphological differences. The Basic Unit is formed by basalts associated to breccias and basic pegmatoids. The Acid Unit is formed by dacites and riodacites. According to TiO₂ and Sr levels and Zr/Y ratio, the ATi rocks belong to Pitanga type and BTi to Esmeralda type. The temperature conditions of the study rocks were calculated using total rock composition, total and semi-quantitative plagioclase composition. The calibrated thermobarometer for plagioclases is based on liquid-plagioclase composition, based on Ca partition between the liquid and the plagioclase. In the acid rocks, the temperature registered in plagioclases varies between 917 and 918°C and 1077 to 1224°C for pyroxenes. The temperatures obtained in the basic rocks are 1054 to 1171°C for plagioclases and 1187 to 1281°C for the pyroxenes. The calculated pressures were not considered due to a significant error.

Key-words: *Serra Geral Formation, Volcanic, Basalts*

1. INTRODUÇÃO

A Bacia do Paraná é uma bacia intracratônica que se desenvolveu completamente sobre crosta continental. Abrange em torno de 1.700.000 km², ocupando as regiões centro-oeste, sul e sudeste brasileiros e áreas do Paraguai, Uruguai e Argentina (Almeida *et al.* 2000). Encontra-se preenchida por até 6.000 metros de sedimentos e 1.700 metros de rochas vulcânicas acumuladas entre o final do Ordoviciano e o Cretáceo (Milani e Thomaz Filho, 2000).

De acordo com Almeida (1981), a Bacia do Paraná corresponde a uma bacia intracratônica estável. Porém, Fúlfaro *et al.* (1982) sugerem que ela seja relativamente instável, controlada por uma tectônica de rifte durante a sedimentação paleozóica.

A evolução da Bacia do Paraná pode ser dividida em quatro estágios, dos quais o primeiro e o segundo correspondem a estágios de deposição em fase de subsidência da bacia, caracterizando uma bacia sinforme. Cada estágio, neste caso, é caracterizado por um ciclo tectono-sedimentar completo. O terceiro e quarto estágios são marcados por subsidência e extrusão vulcânica de forma que a bacia assumiu uma forma antiforme (Melfi *et al.* 1988).

Diversos estudos foram desenvolvidos nas rochas vulcânicas, principalmente as pertencentes aos derrames. Estudos petrográficos e geoquímicos importantes foram desenvolvidos por Bellieni *et al.* (1984), Fodor *et al.* (1985), Piccirillo *et al.* (1987), Bellieni *et al.* (1988), Mantovani *et al.* (1988), Piccirillo *et al.* (1988), Peate *et al.* (1990), Nardy *et al.* (1993) e Peate (1997) e mostram importantes variações regionais pertencentes à geoquímica dos diferentes litotipos vulcânicos. Entretanto, são raros os dados sobre a evolução térmica destas rochas.

As intrusões magmáticas, principalmente as soleiras, têm efeito no regime de temperatura, fluxo de calor e fluxo dos fluidos, sobre as rochas encaixantes. Estudos realizados demonstraram que ao afetar uma rocha geradora de hidrocarbonetos, as rochas intrusivas levam à geração de uma ampla escala composicional de hidrocarbonetos em volumes não negligenciáveis e que este fenômeno tem uma curta duração na escala de tempo geológico, cujos efeitos variam grandemente em uma pequena distância (Baudino *et al.* 2004).

Com base em Araújo *et al.* (2000), os sistemas petrolíferos que têm a influência de intrusões magmáticas são termalmente maturados e considerados sistemas “atípicos”, caracterizados pelo sincronismo entre os processos de geração e migração de hidrocarbonetos. Apesar desta influência reconhecida, pouco se sabe ainda da estrutura térmica da bacia. O evento magmático gerador das rochas basálticas na Bacia do Paraná pode ter contribuído para a destruição de prováveis acumulações, redução da porosidade de rochas reservatórios nas proximidades das intrusões e a alteração termal da matéria orgânica.

Para Goulart e Jardim (1982) o rifteamento continental contribuiu para a ascensão das isotermas, revelando um forte efeito local e regional do magmatismo Serra Geral na evolução termal da matéria orgânica. O estudo efetuado por Jin *et al.* (1999), em bacias rifte do oeste da China, mostra que a atividade vulcânica contribui para a produção de hidrocarbonetos. Deste modo, na Bacia do Paraná, a ocorrência de vários eventos térmicos com idades diversas e temperaturas variadas pode ter contribuído na geração/migração de hidrocarbonetos.

À semelhança do trabalho desenvolvido por Petersohn (2006), que caracteriza a influência das rochas intrusivas na geração de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná, pretende-se aqui definir a evolução térmica dos derrames em uma área piloto. Para isso foi realizada uma modelagem em rochas básicas e ácidas, que servirá de subsídios para trabalhos futuros de análise da geração/migração de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná.

1.1 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo possui 3.022 km² e está localizada a oeste de Curitiba, no Terceiro Planalto (Planalto de Guarapuava), a aproximadamente 260 km de Curitiba, no município de Guarapuava. Foi escolhido este município pela ocorrência de derrames ácidos e básicos. O principal acesso é pela BR-277, passando pelo município de Irati. Outro acesso possível é seguindo por Ponta Grossa pela BR-373 (Fig. 1).

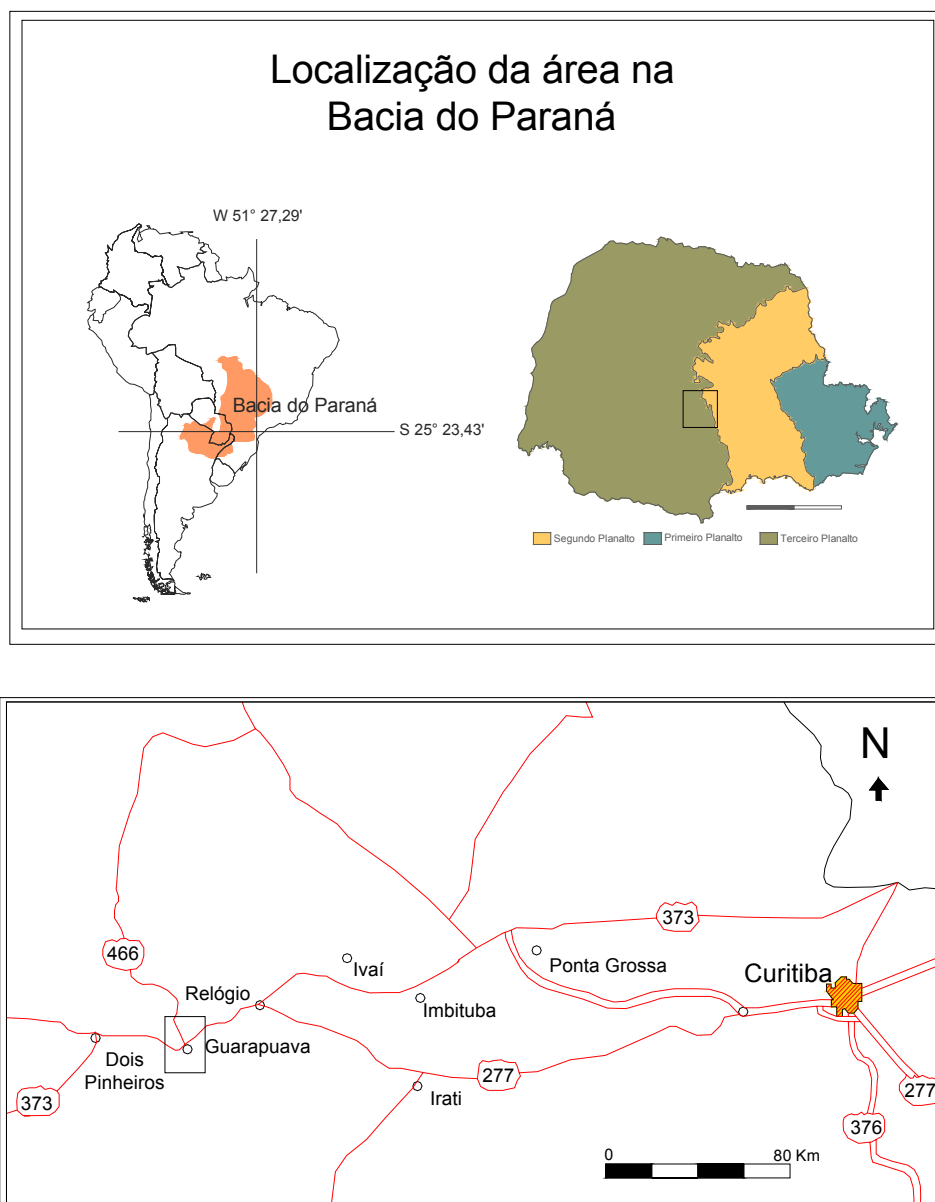


Figura 1 – Mapa de localização com a área de estudo em destaque na Bacia do Paraná e as principais vias de acesso partindo de Curitiba.

1.2 OBJETIVOS

Os derrames da Formação Serra Geral não possuem muitas informações a respeito de temperatura e pressão em que se formaram. Desta forma, visando aprimorar os estudos nestas rochas, será desenvolvido um estudo de modelagem térmica, com o intuito de testar a eficácia da metodologia proposta.

Os principais objetivos deste estudo são:

- ✓ Caracterizar a morfologia dos diferentes derrames;
- ✓ Caracterizar a temperatura de extravasamento dos magmas;
- ✓ Efetuar estudo comparativo entre a temperatura de extravasamento dos derrames e as intrusões conforme estudo desenvolvido por Petersohn (2006);
- ✓ Definir a história térmica evolutiva dos derrames, presentes na área de estudo, com base na composição química e mineralógica das rochas.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 EVOLUÇÃO DA BACIA DO PARANÁ

A evolução da Bacia do Paraná é dividida, segundo Melfi *et al.* (1988), em quatro estágios principais. O primeiro estágio (Devoniano – Carbonífero) corresponde à deposição de sedimentos marinhos do Grupo Paraná. O segundo estágio (Carbonífero Inferior – Permiano Superior) começa com um importante movimento tectônico originando depressões locais. Houve reativações de estruturas durante a sedimentação onde os sedimentos se acumularam ao longo de estruturas de direção preferencialmente NNE. Os depósitos representam sedimentos marinhos e continentais da Formação Itararé.

O terceiro estágio (final do Paleozóico – Jurássico) corresponde a um soerguimento geral que ocasionou erosão e desenvolvimento de estruturas do arco de Ponta Grossa com direção NW. A sedimentação é continental com depósitos de arenitos e siltitos da Formação Pirambóia. No Jurássico, iniciou-se um processo de sedimentação eólica, depositando os arenitos da Formação Botucatu.

O quarto estágio (Jurássico Superior – Cretáceo) iniciou-se com um evento tectônico que fez com que a bacia assumisse uma estrutura antiformal. Devido a uma tectônica extensional ocorreu um extravasamento de lavas basálticas e um escasso vulcanismo ácido, predominantemente da série toleítica continental denominada Formação Serra Geral. A figura 2 mostra a localização da Bacia do Paraná e os principais alinhamentos como lineamento Rio Piquiri, Rio Uruguai, Rio Alonzo.

Atualmente a estratigrafia mais utilizada é a proposta por Milani *et al.* (1994) (Figura 3), com base no trabalho de Schneider *et al.* (1974).

De acordo com Milani e Ramos (1998) o preenchimento sedimentar e a evolução da bacia são associados às orogenias atuantes na borda oeste da Plataforma Sul-Americana, dividindo seu registro estratigráfico em seis superseqüências, denominadas: Rio Ivaí (Caradociana - landoveriana), Paraná (Lochkoviana - Frasniana), Gondwana I (Westphaliano - Scythiano), Gondwana II (Anasiano - Noriano), Gondwana III (Jurássico - Beniasiano) e Bauru (Aptiano - Maastrichtiano).

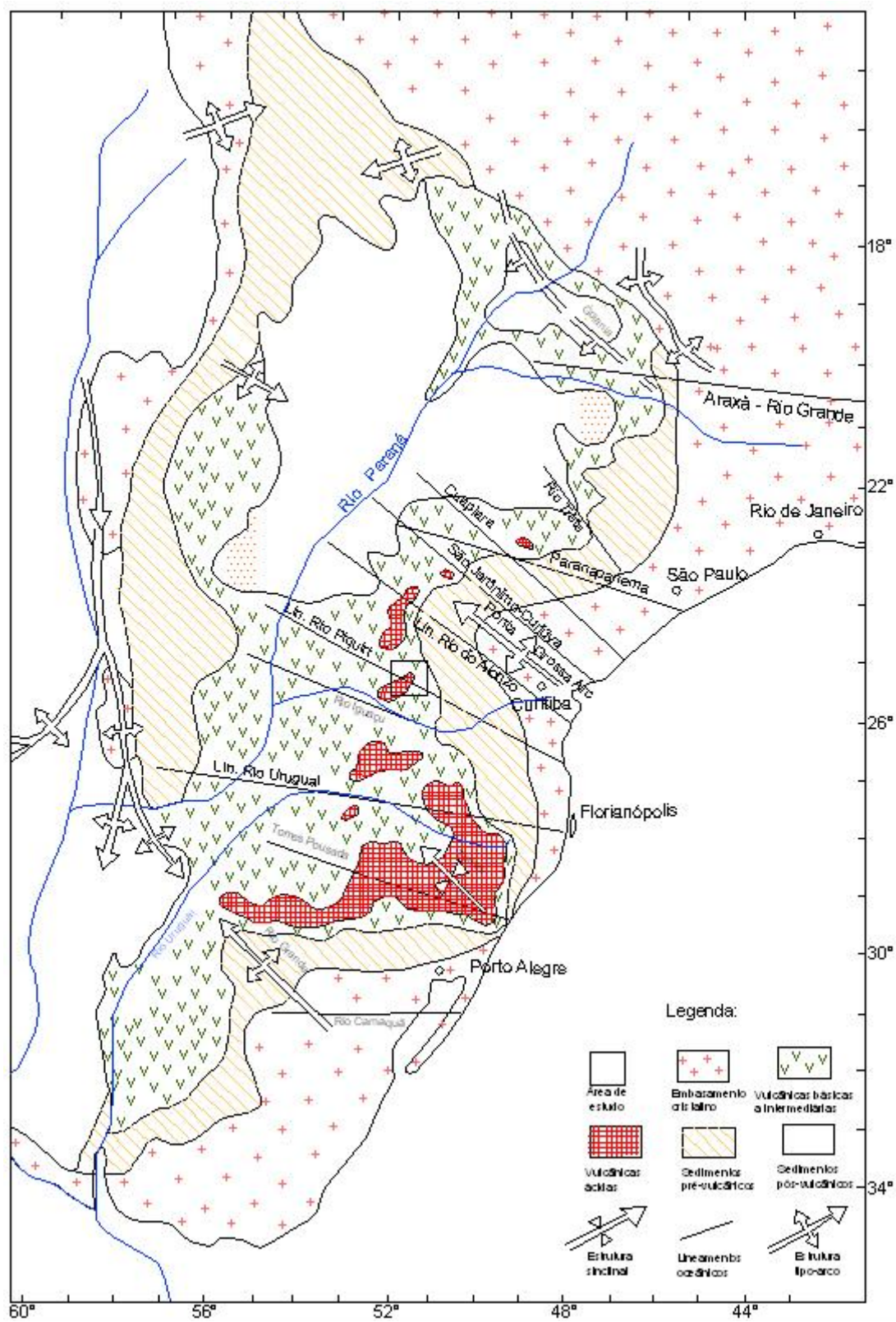
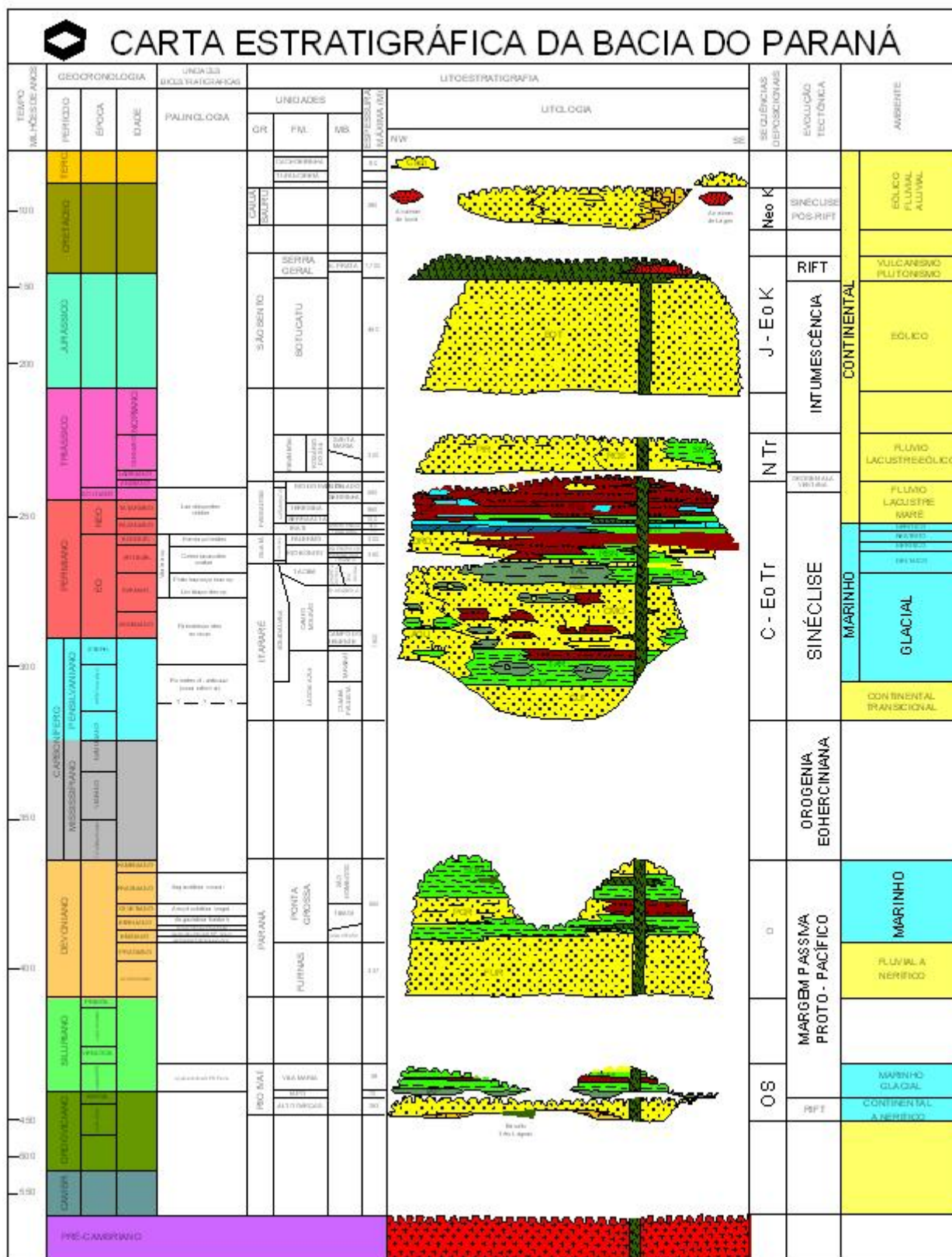


Figura 2 – Localização da Bacia do Paraná com principais alinhamentos (Melfi *et al.* 1988).



A superseqüência Rio Ivaí representa o primeiro ciclo de sedimentação acumulado sobre o embasamento cratônico, consolidado após a Orogenia

Brasileira. A sedimentação iniciou-se com os arenitos da Formação Alto Garças, seguida pelos diamictitos da Formação Iapó, que registra a glaciação ordovício-siluriana do Gondwana, cobertos por folhelhos fossilíferos e siltitos. O topo da seqüência é definido por uma superfície de discordância que erodiu profundamente o pacote ordovício-siluriano e estabeleceu um peneplano (Milani e Ramos, 1998).

A Superseqüência Paraná compreende um ciclo transgressivo – regressivo completo de oscilação do nível do Pantalassa, iniciando com sedimentos arenosos continentais a transicionais eodévonianos representados pela Formação Furnas, passando gradualmente para sedimentos marinhos da Formação Ponta Grossa, composta por folhelhos, folhelhos silticos, siltitos e arenitos (Milani e Ramos, 1998).

A Superseqüência Gondwana I, em sua porção inferior, é representada por depósitos glaciais incluindo o Grupo Itararé e a Formação Aquidauana. Esses depósitos foram seguidos por uma seqüência transgressiva denominada Grupo Guatá, que inclui arenitos deltaicos e camadas de carvão da Formação Rio Bonito e siltitos e argilitos da Formação Palermo. Posteriormente, uma seção regressiva foi acomodada por um ciclo de subsidência correspondendo ao Grupo Passa Dois, composto pelas formações Irati (folhelhos betuminosos, arenitos e calcários), Serra Alta (folhelhos, argilitos e siltitos), Teresina (argilitos e siltitos) e Rio do Rasto (arenitos, siltitos e folhelhos) (Milani e Ramos, 1998).

A Superseqüência Gondwana II é representada pelas formações Pirambóia e Rosário do Sul, constituídas por arenitos finos bem selecionados (Milani e Ramos, 1998).

A Superseqüência Gondwana III corresponde ao Grupo São Bento composto pelas formações Botucatu e Serra Geral. A Formação Botucatu é constituída de arenitos finos a médios, quartzosos, em geral bem selecionados, resultantes da formação de dunas eólicas. Recobrimo os arenitos da Formação Botucatu, seguiu-se a maior manifestação de vulcanismo fissural ocorrida em região continental. Essa manifestação é a resposta magmática dos estágios precoces da ruptura do Gondwana e da abertura do Atlântico Sul, que resultou no empilhamento de até 2.000 m de basaltos sobre os sedimentos da Bacia do Paraná, além de intrudir-se entre os derrames, sob a forma de diques e soleiras.

Finalizando a história evolutiva da Bacia do Paraná, há a deposição da Superseqüência Bauru, do Cretáceo Superior, composta por rochas sedimentares de sistemas eólicos, fluviais e aluviais.

Segundo Fernandes e Coimbra (1996), a Bacia Bauru se originou a partir de uma subsidência termo-mecânica, depois de cessados os derrames vulcânicos no Cretáceo Inferior, constituindo uma seqüência única formada por rochas siliciclásticas de origem continental, composta pelos grupos Caiuá e Bauru.

2.2 GEOLOGIA DAS ROCHAS VULCÂNICAS DA BACIA DO PARANÁ

Estudos na área foram realizados por Pedreira *et al.* (1981), que executaram um mapeamento geológico na escala de 1:100.000, abrangendo as folhas de Laranjeiras do Sul e Mangueirinha.

O mapeamento teve por objetivo determinar as unidades estratigráficas, a sua distribuição espacial, as relações de contato, variações faciológicas, comportamento estrutural e potencialidades como armadilhas de hidrocarbonetos. O projeto envolveu fotointerpretação geológica e morfoestrutural, na escala de 1:60.000, com levantamento de campo e análise dos dados disponíveis a partir de estudos anteriores. O mapeamento permitiu subdividir a seqüência vulcânica, que alcança cerca de 800 m de espessura aflorante, em derrames de basaltos, derivados ácidos e siltitos intertrapianos (d_1 a d_8), agrupados em sete conjuntos, designados C_1 a C_7 . A tabela 1 sintetiza os dados referentes à subdivisão da seqüência vulcano-sedimentar feita por Pedreira *et al.* (1981).

Tabela 1 – Estratigrafia da Formação Serra Geral na região de Guarapuava.

CONJUNTO	ESP. (m)	COTAS (m)	LITOLOGIAS
C ₇	180	970 – 1.150	Basalto maciço cinza-escuro a preto, afanítico a microcristalino, com brecha de topo e intercalação de siltito argiloso avermelhado. Derrames de 60-80 m.
C ₆	100	870 - 970	Basalto cinza a castanho, maciço, porfírico, quebradiço e vesículo-amigdaloidal, com brecha vulcânica no topo e intercalações de siltito avermelhado.
C ₅	130	750 - 880	Subconjunto superior formado por basalto cinza a castanho, maciço e porfírico, com intercalações de siltito vermelho. Subconjunto inferior com basalto preto e quebradiço.
C ₄	100	650 - 750	Brecha vulcânica, basalto maciço, basalto marrom microgranular, basalto amigdaloidal e basalto preto quebradiço. Derrames de 20-30 m.
C ₃	90	560 - 650	Basalto preto a cinza-escuro e quebradiço com fratura conchoidal freqüente e zona de topo mal desenvolvida. Dividido do conjunto C ₄ por 2 intercalações de arcósio avermelhado e laminado. Derrames de 30-40 m.
C ₂	120	480 - 560	Basalto maciço e pouco vesicular, marrom a vermelho, às vezes cinza-esverdeado, com brechas vulcânicas e siltitos intercalados.
C ₁	100	< 480	Basalto afanítico a fanerítico médio, predominantemente amigdalóide, com amígdalas preenchidas por celadonita.

Fonte: Pedreira *et al.* (1981).

Os mesmos autores identificaram na região três sistemas de falhamentos dominantes: o mais antigo com direção geral N60°W, seguido da direção N60°E e pelo sistema mais recente N20°W. Relatam evidências de movimento dextrógiro no sistema mais antigo, deslocado pelo sistema N60°E, na região entre Salto Santiago e Coronel Vivida. O traço regional retilíneo das zonas de falha indica atitude predominantemente vertical.

Os basaltos continentais da “Província Magmática do Paraná” definida por Peate *et al.* (1992) representam grandes volumes de magma gerados em períodos relativamente curtos de tempo. Rápidas taxas de geração de magma indicam fusão parcial, em resposta à extensão e descompressão. No modelo mais aceito, os basaltos foram gerados em resposta à abertura do Atlântico Sul, devido a uma anomalia mantélica termal, associada ao magmatismo de Tristão da Cunha (Hawkesworth *et al.* 1992).

Segundo Fodor *et al.* (1985), o magmatismo marca a transição geoquímica da litosfera continental para a oceânica. A melhor explicação para alguns litotipos, devido à composição relativa do magma, é que eles representam basaltos que enriqueceram em elementos incompatíveis por assimilação ou mistura.

De acordo com Melfi *et al.* (1988), a espessura das rochas vulcânicas chega a 350 metros nas bordas da bacia e a aproximadamente 1.000 metros no centro.

As rochas vulcânicas da Bacia do Paraná têm sido classificadas de acordo com a composição química, dados mineralógicos e petrográficos. A coexistência de piroxênios ricos e pobres em cálcio, a escassez de olivina magnesiânica e a ocorrência de titano-magnetita e ilmenita nas rochas básicas indicam claramente sua natureza toleítica. A nomenclatura adotada é baseada na classificação de De La Roche *et al.* (1980), modificado no campo dos basaltos por Bellieni *et al.* (1981) e Comin-Chiaramonti *et al.* (1988). São classificadas como basaltos-toleíticos, andesi-basaltos e andesitos (amostras do campo toleítico), basaltos transicionais, latibasaltos e latiandesitos (amostras do campo transicional) e as rochas ácidas são classificadas como riodacitos e riolitos.

As análises químicas obtidas por Piccirillo e Melfi (1988) levaram a distinguir duas suítes toleíticas principais em função do teor de TiO_2 : (A) suíte de baixo TiO_2 (< 2% em porcentagem peso), caracterizada também pelo empobrecimento em P, Sr, Ba, La, Ce, Zr e Y em relação à suíte B; (B) suíte de alto TiO_2 (> 2% em porcentagem peso), caracterizada pelo enriquecimento em elementos incompatíveis (Rb, Th e U) e maior razão álcalis/sílica. As rochas ácidas foram igualmente separadas em duas suítes: (A) vulcânicas ácidas Chapecó, caracterizadas pelo alto conteúdo de Ti, P, Ba, La, Ce e Zr, e (B) vulcânicas ácidas Palmas, apresentando baixo conteúdo de Ti, P, Ba, La, Ce e Zr.

Após vários estudos (geoquímicos, petrográficos, isotópicos, entre outros) desenvolvidos com relação às rochas vulcânicas, Piccirillo e Melfi (1988) dividiram a Província Magmática do Paraná em três porções limitadas por lineamentos tectônicos ou magnéticos: **1) Subprovíncia Sul** - corresponde às rochas ao sul do lineamento Rio Uruguai; **2) Subprovíncia Central** - corresponde à área entre os lineamentos Rio Uruguai e Rio Piquiri; e **3) Subprovíncia Norte** - corresponde às rochas ao norte do lineamento Rio Piquiri (Figura 4).

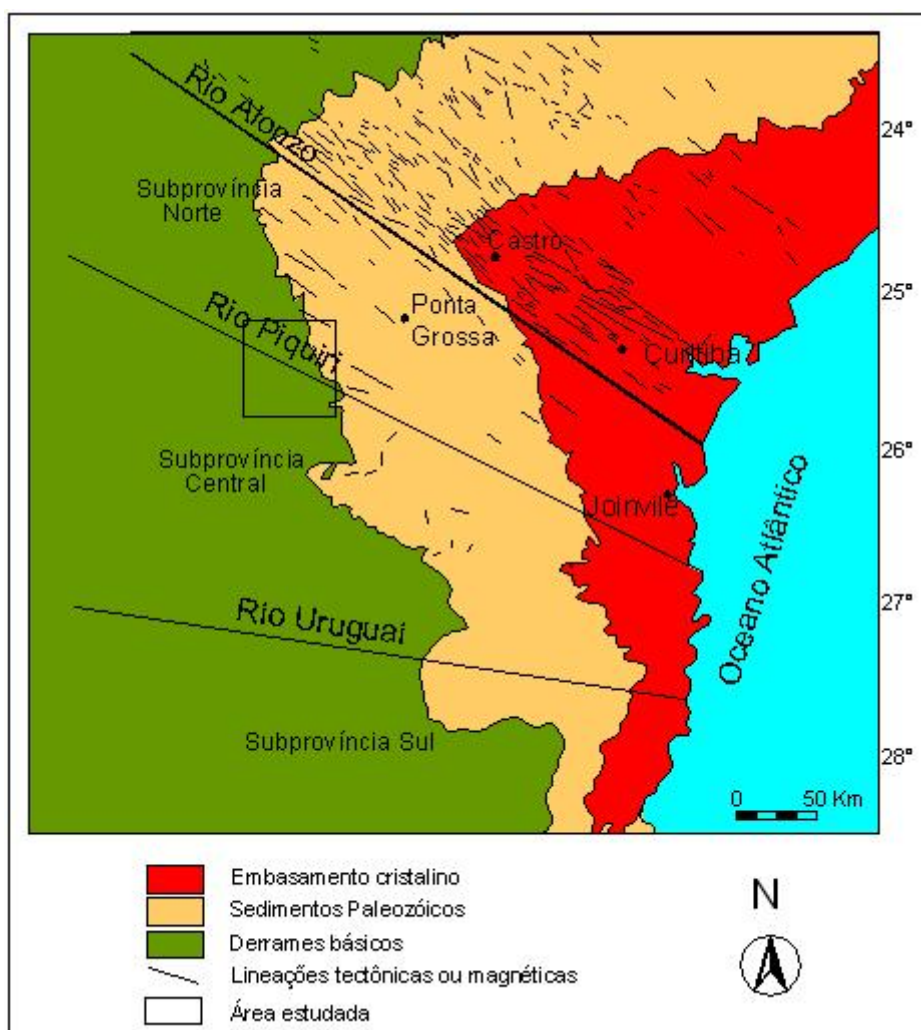


Figura 4 – Mapa geológico da porção centro-leste da Bacia do Paraná, destacando os principais lineamentos tectônicos e/ou magnéticos (Raposo, 1995).

As diferenças químicas entre os basaltos das subprovíncias do norte e do sul são refletidas pela razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que são maiores nos basaltos baixo titânio (BTi) variando de 0,707 a 0,710 e menores em basaltos alto-titânio (ATi) variando entre 0,704 e 0,706. Essa distribuição similar de alto e baixo titânio tem sido encontrada na Província Karoo (Peate *et al.* 1992).

A Subprovíncia Norte é caracterizada por basalto toleítico rico em TiO_2 (> 2%) e em elementos incompatíveis, e ocorrem intercalados aos riodacito-riolitos. As rochas intermediárias são praticamente ausentes. Os basaltos toleíticos da Subprovíncia Sul são predominantemente pobres em TiO_2 (< 2%) e em elementos incompatíveis (Piccirillo *et al.* 1988).

Os basaltos da Subprovíncia Norte da bacia não são contaminados ou são pobremente contaminados, e distinguem-se isotopicamente dos basaltos da subprovíncia sul. Estas diferenças são importantes indicadores de que o material mantélico da região norte e sul da bacia são heterogêneos, implicando que a fonte do material nas duas províncias tem evoluções isotópicas diferentes. Elementos maiores e traço, bem como dados isotópicos de Sm-Nd indicam que a contaminação crustal foi importante na petrogênese tanto dos magmas ácidos quanto dos básicos, principalmente para as rochas da região sul da Bacia do Paraná (Piccirillo *et al.* 1988). Na Subprovíncia Central da bacia, entre os lineamentos Rio Uruguai e Rio Piquiri, rochas ATi e BTi estão associadas, representando uma região transicional. A distribuição dos basaltos com ATi e BTi mostra que a província com ATi pode constituir um núcleo parcialmente cercado pela província BTi.

Peate *et al.* (1992), na tentativa de separar os diferentes grupos composicionais nas lavas da Província Magmática do Paraná com base na estratigrafia interna da província e da modelagem petrogenética, estabeleceram seis magmas-tipo. Os magmas são distintos com base na abundância e razão dos elementos maiores e traço. Os grupos e suas principais características são apresentados na tabela 2.

Tabela 2 – Magmas-tipo segundo a classificação de Peate *et al.* (1992).

Magma Tipo	Características	TiO ₂	Ti/Y	Ti/Zr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i
Gramado	BTi/Y e Ti	0,7 – 1,9	< 310	< 70	0,7075-0,7167
Esmeralda	BTi/Y e Ti	1,1 – 2,3	< 310	> 60	0,7046-0,7086
Ribeira	ATi/Y e BTi	1,5 – 2,3	> 310	> 65	0,7055-0,7060
Paranapanema	ATi/Y e Ti	1,7 – 3,2	> 310	> 65	0,7055-0,7063
Pitanga	ATi/Y e Ti	> 2,9	> 350	> 60	0,7055-0,7060
Urubici	ATi/Y e Ti	> 3,3	> 500	> 57	0,7048-0,7065

Os diagramas mostrados na Figura 5 ilustram o comportamento geoquímico de cada magma tipo.

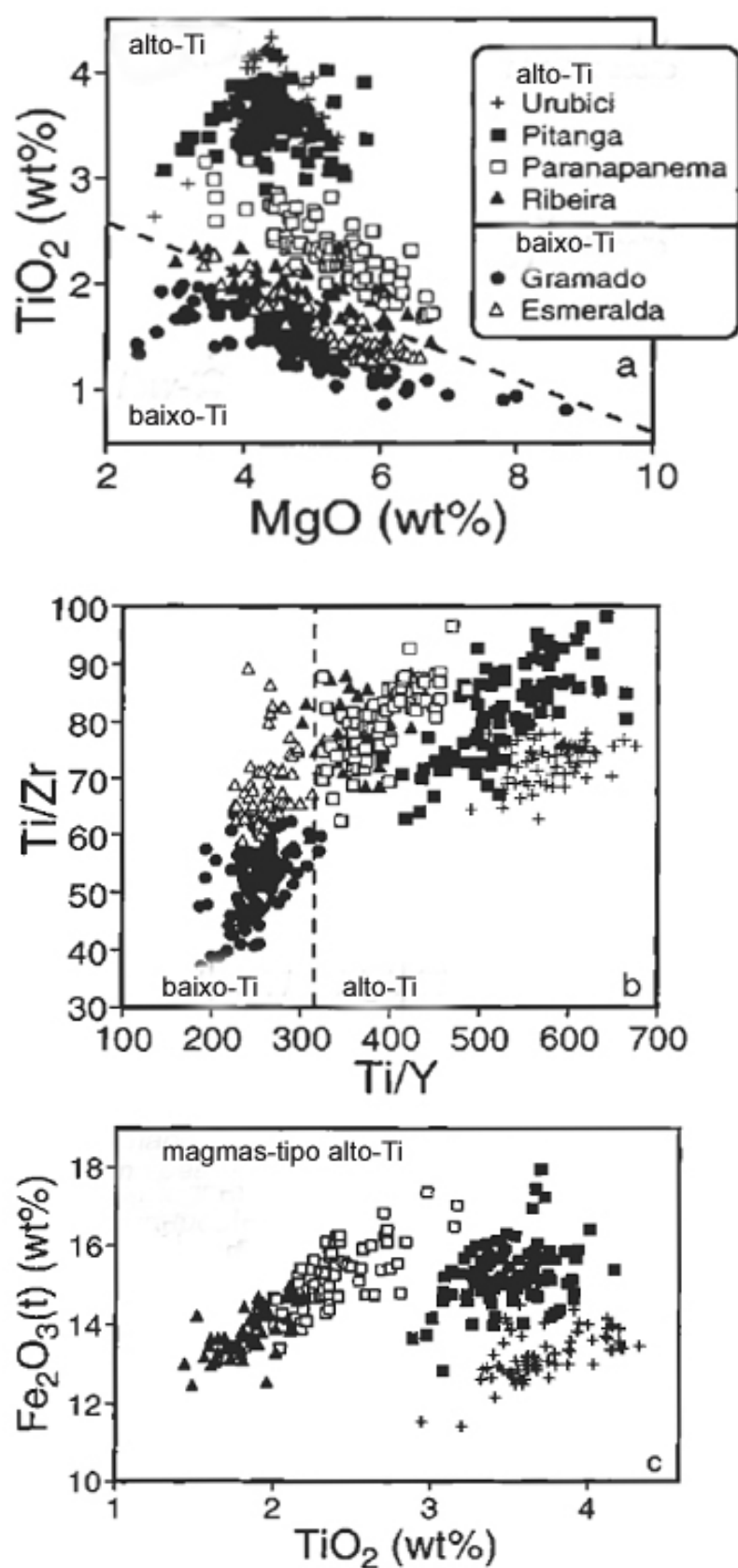


Figura 5 – Diagramas binários de Peate *et al.* (1992), ilustrando a variação composicional dos basaltos da Formação Serra Geral.

Os magmas-tipo definidos por Peate *et al.* (1992), são agrupados em BTi (Gramado e Esmeralda) e ATi (Urubici, Pitanga, Paranapanema e Ribeira) apresentando características composicionais similares.

O magma-tipo Gramado tem uma assinatura distinta com relação aos tipos ATi, com enriquecimento relativo em elementos LILE (*large-ion-lithophile elements*) sobre elementos Terras Raras Leves (ETRL) e elementos HFS (*high field strength*), e possui uma anomalia negativa em Ti, levando em consideração a composição do magma primitivo.

O magma-tipo Esmeralda é similar ao Gramado, porém apresenta empobrecimento em elementos traço incompatíveis. O magma tipo Esmeralda possui maior razão Ti/Zr que o magma-tipo Gramado. Ambos mostram empobrecimento significativo em Nb e Ta relativamente ao La. O tipo Gramado apresenta alta razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (0,7075 – 0,7167) e o Esmeralda baixa razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (0,7046 – 0,7086).

Os magmas-tipo Ribeira, Paranapanema e Pitanga possuem concentrações de TiO_2 variando de 1,5 a 4,1% , porém são analisados juntos por apresentarem composições semelhantes. Apresentam padrão similar de elementos traço, diferindo apenas no grau de enriquecimento, nas anomalias negativas Nb-Ta com relação aos elementos LILE e elementos Terras Raras leves. Têm, igualmente, razão isotópica restrita ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,7055 – 0,7063$; $\epsilon\text{Ndi} = -1,6$ a $-3,6$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17,81$ a $18,12$) com relação aos outros magmas-tipo, e têm sido agrupados e denominados “basaltos do Norte”.

Esses três magmas-tipo apresentam uma relação espacial e juntos equivalem à quase metade do volume total das lavas preservadas. As lavas Paranapanema cobrem uma extensa área da região norte do Paraná, próximo ao Rio Paraná. As lavas Pitanga se concentram ao longo da margem nordeste e leste (Peate, 1997).

O magma-tipo Urubici, assim como o magma tipo Pitanga, tem ATi (>3%), porém o Urubici difere do Pitanga pela concentração de Sr (550 ppm) e baixo $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{t})}$ (14,5 %), e maior fracionamento em elementos Terras Raras pesados (ETRP). Dados sobre a coexistência de ilmenita e Ti-magnetita indicam baixas condições de fugacidade de oxigênio do magma Urubici, que apresenta empobrecimento em Nb e Ta com relação ao La e K (Peate, 1997).

Com relação à idade K/Ar, têm-se duas diferenças significativas comparando-se às rochas da região sul e norte da bacia. A região norte data do Cretáceo Inferior com idades em torno de 130-135 Ma, o que indica a fase de maior atividade vulcânica. A região sul apresenta idades em torno de 110-115 Ma (Rocha-Campos *et al.* 1988).

Segundo Rocha-Campos *et al.* (1988), as rochas de composição intermediária ocorrem alternadas aos basaltos típicos da região e as rochas ácidas ocorrem separadas em corpos tabulares ou em massas irregulares, freqüentemente no topo dos basaltos. Entretanto, foram descritas no Rio Grande do Sul rochas intermediárias e ácidas intercaladas aos basaltos.

De acordo com Nardy *et al.* (2002), o vulcanismo na Bacia do Paraná produziu 800.000 km³ de lavas, sendo 97,5% lavas basálticas e o restante lavas ácidas. Mesmo estando em menor quantidade, segundo os autores, essas rochas apresentam destaque por representarem a fase final do evento vulcânico ocorrido na bacia. Esses litotipos distribuem-se na bacia formando platôs em regiões bem definidas. Há dois tipos de rochas ácidas: o litotipo denominado Palmas e o litotipo Chapecó. Estes litotipos apresentam diferenças petrográficas e geoquímicas significativas, onde é possível reconhecer três magmas-tipo para o litotipo Palmas (Santa Maria, Anita Garibaldi e Caxias do Sul), e dois para o litotipo Chapecó (Ourinhos e Guarapuava) (Nardy *et al.* 2002).

O litotipo Palmas tem um comportamento afírico a subafírico e são rochas vulcânicas típicas. Ocorrem fenocristais e microfenocristais de pigeonita, Ca-piroxênios e plagioclásios. A matriz é geralmente hialina, com presença de quartzo e feldspato potássico apresentando uma relação granofírica. São empobrecidas em titânio e elementos incompatíveis.

O litotipo Chapecó mostra caráter porfírico e são rochas que possuem macrofenocristais (cristais com 10 cm de comprimento), fenocristais de plagioclásio e subordinadamente de Ca-piroxênios, pigeonita e apatita. A matriz é fina a afanítica, constituída por quartzo, feldspato potássico e vidro vulcânico. Quimicamente são enriquecidos em elementos incompatíveis.

2.3 CONCEITOS SOBRE ESTRUTURA INTERNA E CLASSIFICAÇÃO DE DERRAMES

Para poder entender como foram delimitadas as unidades encontradas na área, inicialmente serão apresentados alguns conceitos referentes a estruturas internas dos derrames e a classificação morfológica dos mesmos.

2.3.1 Estrutura Interna de Derrames de Basalto

De acordo com Martin *et al.* (2005) a análise de derrames de basalto envolve o registro de feições litológicas e estruturais relacionadas aos seguintes processos: resfriamento, fluxo, inflação, cristalização e segregação magmática.

As principais estruturas encontradas nos basaltos da Formação Serra Geral são:

1) Feições de resfriamento

- **Estrutura zonada:** A estrutura interna de um derrame de basalto compreende essencialmente as zonas vesiculares de topo e base e o núcleo de basalto maciço. A zona vesicular de topo é geralmente mais espessa (0,3-3 m) e mais rica em vesículas (20-60%) do que a de base (com tamanhos de 0,3-0,6 m e volume de 20-30%). Nos derrames lobados, as bordas possuem textura afanítica ou vítrea. As vesículas podem ser parcial ou totalmente preenchidas, quando passam a ser chamadas de amígdalas, e os preenchimentos mais comuns são de quartzo, sílica amorfa, zeólita, calcita, celadonita e clorofeita, mais raramente cobre nativo, malaquita, azurita e outros produtos de oxidação. A vesiculação desenvolve-se pela migração dos fluidos, geralmente assimilados das encaixantes e do ambiente de erupção, para as bordas do derrame. A migração não é apenas vertical, o que pode ser verificado na zonação concêntrica de almofadas, bombas e lobos de derrames. O núcleo de basalto maciço geralmente contém vesículas e amígdalas dispersas, que justificam a mudança do nome para basalto vesicular quando as suas concentrações excedem 5% do volume da rocha.

- **Disjunção colunar:** As feições mais típicas do núcleo são a disjunção colunar e a entablatura. A primeira compreende as juntas colunares e as juntas transversais. As juntas colunares são as primeiras a se formar, começando pelas de maiores dimensões (3-6 m de espaçamento) e perfil curvilíneo em planta, as quais se desdobram em gerações posteriores de menores dimensões (0,3-2 m) e geometria prismática (hexagonal, pentagonal, tetragonal e trigonal). Elas são verticais a subverticais, porque se desenvolvem perpendicularmente às bordas do derrame. As juntas transversais recortam as colunares a intervalos decimétricos e menos regulares do que as verticais. Também são mais comuns os preenchimentos nas juntas colunares do que nas transversais.

- **Isotermas:** também conhecidas como marcas de bisel, diferem das juntas transversais por serem mais regulares, persistentes e produzirem deformações ao longo das juntas colunares. Por motivos reológicos, estas deformações têm o aspecto de rejeitos horizontais em basalto fanerítico e de fraturamento conchoidal em basalto hipovítreo.

- **Entablatura:** representa a porção em que o resfriamento do derrame se conclui, ocupando por isto 60-70% da sua zona mais central (Long e Wood, 1986), ou se processa mais rapidamente, motivo pelo qual o seu espaçamento é menor do que o da disjunção colunar. No Estado do Paraná, o mapeamento da Formação Serra Geral permite identificar três tipos de entablatura: sigmoidal, em leque e em bloco. A entablatura sigmoidal forma-se pela interferência das juntas colunares de topo e de base, que tendem a terminar umas de encontro às outras, em ângulo aberto. A entablatura em leque forma-se pela reação da lava com água superficial, que acelera o resfriamento e reorganiza a distribuição das isotermas, ocupando geralmente o topo do derrame. A entablatura em bloco, ou caótica, forma-se na zona central como produto da interferência de todos os tipos de juntas que atingem o núcleo, a partir das bordas do derrame.

2) Feições de fluxo

- **Disjunção tabular sigmoidal:** É comum observar, na base de derrames espessos, disjunção tabular com geometria sigmoidal, ou truncada, típica das zonas de cisalhamento. Esta feição pode ser o resultado de dois processos combinados: fluxo e inflação de derrame. A inflação pode gerar a disjunção e o

fluxo de lava parcialmente solidificada pode provocar deslizamento e truncamento das placas de basalto.

- **Vesículas inclinadas:** A sua ocorrência é mais comum em derrames lobados do que nos tabulares. Vesículas com até 2 cm de diâmetro e 10-15 cm de comprimento são observadas na zona vesicular de base, subverticais ou inclinadas no sentido do fluxo da lava. Raramente contêm preenchimentos, exceto algum revestimento de minerais secundários, tais como celadonita e caulinita.

- **Brechas vulcanoclásticas:** Associam-se preferencialmente a derrames lobados, mas não é incomum a sua ocorrência no topo, na base ou na frente de derrames tabulares. São produtos de deformação rúptil de lava *A'a*, cuja viscosidade elevada impede o escoamento típico da lava *pahoehoe*. O deslocamento da lava atrai os blocos para a base do fluxo, como em uma esteira transportadora, enquanto o núcleo permanece fluido por longas distâncias. As brechas de topo são bastante comuns na Formação Serra Geral, tanto em derrames tabulares quanto lobados, assim como são comuns os preenchimentos de minerais secundários entre os blocos.

- **Brechas autoclásticas:** Podem ser observadas nas zonas superiores do núcleo, onde fragmentos angulosos de basalto vesicular são englobados por basalto maciço.

3) Feições de inflação

- **Vesículas e geodos achatados:** Com diâmetros horizontais centimétricos a decimétricos, estas feições podem resultar da compressão de vesículas e geodos inicialmente esferoidais, durante a inflação de derrames. Esta deformação é geralmente descrita como sendo feição de fluxo, mas o reconhecimento dos processos de inflação em derrames de basalto está se tornando mais comum nas províncias ígneas continentais.

- **Variações composicionais:** O fluxo de lava tardio, responsável pela inflação de derrame, pode ter composição química bastante diferente da crosta endurecida que forma a zona vesicular de topo ou, como se observa na região de Guarapuava, a cobertura de basalto hipovítreo.

4) Feições de cristalização

- **Variações texturais:** O resultado mais evidente dos processos de cristalização da lava basáltica é a variação de texturas que se observa da base ao topo. As bordas apresentam textura afanítica a vítrea, que se estende para as zonas vesiculares. O núcleo pode exibir textura desde afanítica até fanerítica grossa, independentemente da espessura do derrame (Philpotts, 1990). A textura porfírica tende a se concentrar nas porções medianas do núcleo.

- **Minerais primários:** A composição primária do basalto é bastante simples, formada essencialmente por plagioclásio e piroxênio em proporções mais ou menos equivalentes, rara olivina (férica nas variedades toleíticas) e minerais opacos (magnetita e alguma ilmenita). Esses minerais são facilmente identificados em amostra de mão, acrescentando-se ao microscópio os acessórios: apatita, vidro intersticial, titanita, feldspato alcalino. O plagioclásio é andesina ou labradorita, o piroxênio é augita e pigeonita, menos comumente hiperstênio, e a magnetita aparece em duas gerações, distinguidas pelos hábitos euédrico (primária) e esquelético (secundária).

- **Minerais secundários:** processos pós-magmáticos, de natureza hidrotermal, autometassomática ou intempérica, produzem uma série mais variada de minerais do que a mineralogia primária. Os preenchimentos de vesículas, geodos e fraturas incluem quartzo, sílica amorfa, opala, ágata, calcedônia, ametista, zeólita, escapolita, calcita, cavansita, selenita, celadonita, clorofeíta, esmectita, caulinita, limonita (óxidos e hidróxidos de Fe), psilomelano (óxido de Mn), carbonatos, sulfatos e óxidos de Cu.

- **Glóbulos de vidro:** São comuns dentro dos derrames de basalto maciço e dos gabros pegmatóides, podendo ser confundidos com amígdalas, das quais diferem pela ausência de zonação concêntrica e de preenchimentos de vidro que resta ao final da cristalização. Os glóbulos são concentrações ovaladas, esferoidais ou amebóides, com até 2 cm de diâmetro. O vidro altera-se facilmente para clorita, esmectita ou celadonita, o que o torna esverdeado.

5) Feições de segregação e diferenciação magmática

- **Pegmatóide básico:** definido como gabro pegmatóide por Vasconcellos e Licht (2001), são rochas abundantes nos derrames tabulares de basaltos continentais, os gabros pegmatóides formam lentes, corpos tabulares, veios e *stockworks* e, menos freqüentemente, bolsões irregulares. Os contatos inferiores tendem a ser difusos e os superiores são abruptos, por efeito do processo formador. A composição mineralógica é a mesma dos basaltos encaixantes, embora em proporções diferentes, mas a composição química mostra diferenças importantes. Nos pegmatitos o plagioclásio e vidro são mais abundantes e a augita forma cristais aciculares de hábito fibro-radiado.

- **Granófiro e riolito:** Constituem os produtos finais da segregação e diferenciação magmática, que ocorrem geralmente acima dos corpos de gabro pegmatóide e assumem formas geralmente globulares ou lenticulares. Podem ser confundidos com xenólitos graníticos e riolíticos (Marsh, 1995).

2.3.2 Classificação Morfológica de Derrames

Para melhor entendimento dos critérios de divisão faciológica da Formação Serra Geral, na área do estudo, será revisada a seguir a classificação morfológica de derrames, desenvolvida nas províncias de basaltos continentais. A classificação adotada neste trabalho foi proposta por Shaw e Swanson (1970). Esta classificação divide os derrames de basalto em dois tipos: tabulares ou simples e derrames lobados ou compostos.

Segundo esses autores, os derrames tabulares caracterizam-se pelas seguintes feições:

- ❖ Espessuras de 10 a 50 metros.
- ❖ Razão de aspecto (espessura / extensão lateral) muito menor do que 1, isto é, pequena espessura em relação à largura do derrame, o que produz não apenas a geometria tabular, mas controla a estrutura interna do derrame.
- ❖ Zonalidade interna constituída pelas seguintes subunidades do topo para a base, quando completa: (a) zona vesicular de topo; (b) disjunção colunar superior; (c) disjunção tabular superior; (d) entablatura; (e)

disjunção colunar central; (f) disjunção colunar inferior; (g) disjunção tabular inferior; (h) zona vesicular de base.

- ❖ Brechas de topo preenchidas pelos minerais comuns das amígdalas e geodos (quartzo, calcita, zeólitas etc.).
- ❖ Produtos de diferenciação magmática, representados principalmente por gabro pegmatóide, granófiro e riolito.
- ❖ Predominância de basalto maciço através da seção transversal, com vesículas limitadas às zonas de topo e base.
- ❖ Repetição de zonas vesiculares dentro dos derrames pode indicar processos de inflação, isto é, injeção de lava tardia sob crosta de lava em processo de resfriamento, ou de segregação de material fluidizado por assimilação de água em forma de vapor.

Shaw e Swanson (1970) e Bondre *et al.* (2004) caracterizam os derrames lobados pelas seguintes feições de campo:

- ❖ Espessuras de 2 a 10 metros, sendo os lobos menores centimétricos a decimétricos.
- ❖ Razão de aspecto próxima de 1, isto é, a espessura é pouco menor do que a largura na seção transversal, cuja forma elíptica a ovalada condiciona o desenvolvimento de uma zonalidade interna grosseiramente concêntrica e disjunção com tendência a um arranjo radial. Na área mapeada, esta geometria ocorre mais comumente na forma lenticularizada dos lobos mais espessos.
- ❖ Ausência de disjunção colunar, que é substituída por disjunção irregular ou em blocos, devido à interferência das juntas em arranjo radial.
- ❖ Vesiculação generalizada através dos lobos individuais, com freqüentes vesículas alongadas perpendiculares aos contatos.
- ❖ Basalto maciço e geralmente vítreo é limitado a bandas estreitas, intercaladas a bandas de basalto vesicular.
- ❖ Zona de topo com disjunção tabular.

- ❖ Presença freqüente de feições típicas de lavas *pahoehoe*: cordas, estrangulamentos, injeções de lava, alta vesicularidade, chaminés, vesículas alongadas, bombas e almofadas.
- ❖ Ocorrência abundante de intercalações de brechas vulcanoclásticas peperito e rochas sedimentares.

Formados por fluxos canalizados de lava, com baixas taxas de efusão.

3. MÉTODOS DE TRABALHO

Neste capítulo são apresentados os dados e os recursos utilizados para o desenvolvimento da pesquisa, com base nos objetivos previamente estabelecidos.

Inicialmente realizou-se um levantamento bibliográfico detalhado com a finalidade de definir a área de estudo. Para isso, escolheu-se como base os trabalhos desenvolvidos por Piccirillo e Melfi (1988). Após a revisão bibliográfica, foram pré-selecionadas duas áreas principais, uma localizada no município de Guarapuava e outra no município de Laranjeiras do Sul, devido à presença de rochas básicas e ácidas associadas, para definir as diferenças de temperatura e a evolução térmica dessas rochas.

Posteriormente, foram realizadas duas etapas de campo, nos períodos entre 05 a 09/06/2006 e 31/07/2006 a 04/08/2006, para reconhecimento das áreas e uma primeira coleta de amostras. No total foram descritos 94 afloramentos. Entretanto, devido ao grau de alteração nas rochas da região, por intemperismo químico, foram coletadas amostras em apenas 33 pontos. Como base topográfica foi usada inicialmente a carta do Ministério do Exército na escala 1:100.000. Porém, devido à escassez de afloramento nesta escala, foi utilizada a carta elaborada pelo IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística) na escala 1:250.000, ano 1976. A carta topográfica foi utilizada para auxiliar as atividades de campo, servindo como guia de acesso, observação e reconhecimento preliminar da área.

Durante as etapas de campo foi realizado um mapeamento geológico com o objetivo de caracterizar a forma dos corpos e relações estratigráficas. Após esta etapa, foi escolhido o município de Guarapuava como a área a ser estudada devido à presença de rochas ácidas e básicas. Com base nos dados coletados foi confeccionado um mapa geológico da área de estudo na escala 1:250.000 **(Anexo IV)**.

3.1 PETROGRAFIA

Foram selecionadas 14 amostras, as mais representativas de cada litotipo, sendo 8 amostras de basaltos, 3 de dacito, 2 de brecha e 1 de gabro. As

amostras foram enviadas ao Laboratório de Laminação Petrográfica (LAMIN), para a confecção das lâminas delgadas; analisadas em microscópio petrográfico binocular do Laboratório de Mineralogia e Petrologia (LAPEMIN), ambos do Departamento de Geologia da UFPR, visando caracterizar as diferenças mineralógicas e texturais. Após a descrição foram capturadas fotomicrografias dos principais minerais e texturas descritos.

3.2 GEOQUÍMICA

Para a modelagem geoquímica foram utilizadas as análises das amostras com maior representatividade, coletadas durante as etapas de campo e de dados bibliográficos, principalmente aqueles de Piccirillo e Melfi (1988). Foram analisadas 15 amostras no Laboratório de Análises de Minerais e Rochas (LAMIR) da Universidade Federal do Paraná. Para complementação do estudo foram utilizadas 30 análises provenientes da literatura.

As amostras foram preparadas (britadas, quarteadas e pulverizadas) e analisadas por fluorescência de raios-X, nas quais foram analisados 10 elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{t})}$, MnO , MgO , CaO , K_2O , Na_2O e P_2O_5) e 10 elementos traço (Cr, Ni, Cu, Zn, Ba, Rb, Sr, Zr, Y e Nb). Com os resultados obtidos, as amostras foram tratadas em diagramas de recálculo (CIPW HOLLOCK), em base anidra. Após o recálculo, os dados foram tratados no software Igpet gerando diagramas de classificação e binários, com o intuito de analisar o comportamento dos óxidos ao longo da evolução das rochas.

3.3 MICROSCOPIA ELETRÔNICA

Para a realização deste procedimento foram escolhidas inicialmente as amostras menos alteradas e mais representativas das unidades estudadas. Posteriormente, essas amostras foram serradas no LAPEMIN, onde foram cortadas 10 lâminas de tamanho 2x2cm, com o intuito de obter a análise semi-quantitativa dos minerais presentes na rocha.

A análise consistiu em selecionar fenocristais, microfenocristais e cristais da matriz de plagioclásios e piroxênios. O microscópio eletrônico emite um feixe de luz que varre a área selecionada e fornece os elementos químicos que

compõem o mineral. Em cada cristal foram selecionados locais sem inclusões e com menos alteração para obter melhores resultados e obter-se a composição semi-quantitativa de cada mineral.

Foram analisados 16 cristais de plagioclásio e de piroxênio. A composição é dada em porcentagem de massa de cada elemento, os valores foram recalculados utilizando-se de uma tabela de conversão de porcentagem em peso de elemento para porcentagem em óxidos, ou seja, os óxidos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , MgO , MnO , FeO , Na_2O , K_2O , CaO e P_2O_5).

A conversão foi feita utilizando-se o número de massa dos elementos envolvidos e o número obtido na análise, obtendo-se a composição dos minerais em óxidos com fechamentos da ordem de 100%.

3.4 CÁLCULOS DE TEMPERATURA E PRESSÃO

As condições de temperatura e pressão de cristalização dos derrames foram calculadas utilizando a composição de rocha total e as composições minerais de plagioclásios e clinopiroxênios obtidos com o MEV, a partir dos termobarômetros calibrados por Putirka (2005) e Putirka *et al.* (2003).

O termobarômetro calibrado por Putirka *et al.* (2003), aplicado para clinopiroxênios, é baseado na cristalização da jadeíta e no equilíbrio de troca jadeíta – diopsídio – hedembergita. Similarmente, os termobarômetros calibrados para plagioclásios são baseados nas composições plagioclásio – líquido, fundamentados na cristalização da anortita e na reação de troca entre anortita e albita.

4. GEOLOGIA LOCAL

As rochas vulcânicas de origem continental têm uma grande importância, pois fornecem informações relevantes sobre os processos petrogenéticos e geodinâmicos responsáveis pela produção de suítes ácidas e básicas. Ao considerarmos que os basaltos toleíticos são gerados em parte por fusão do manto e que grande volume de material mantélico foi envolvido no processo, pode-se obter informações a respeito da natureza e composição do manto subcontinental (Piccirillo *et al.* 1988). Rochas vulcânicas básicas e ácidas apresentam grandes diferenças químicas associadas a variações isotópicas. Essas diferenças podem ser resultado de materiais provindos de fontes heterogêneas, diferenças no grau de fusão e/ou processos de contaminação crustal.

A área de estudo se concentra entre os lineamentos Rio Alonzo e Rio Piquiri, no município de Guarapuava, sendo tratada na bibliografia como área de transição, ou seja, localiza-se entre a Subprovíncia Norte (ATi) e Sul (BTi). A área de transição, também denominada Subprovíncia Central, possui rochas vulcânicas ácidas e básicas tanto com ATi como BTi.

De acordo com Comin-Chiaramonti *et al.* (1988) a Subprovíncia Central é constituída por basaltos toleíticos, basaltos transicionais, andesi-basaltos, latibasaltos, andesitos, latianandesitos e latitos. Entre as rochas ácidas ocorrem dacitos, quartzo-latitos, riodacitos e riolitos, pertencentes tanto ao magma tipo Chapecó quanto Palmas.

Nas etapas de campo foram descritos 94 afloramentos (coordenadas - **Anexo I**), dos quais 77 apresentam rochas básicas: basaltos maciços e basaltos vesiculares, e 17 rochas ácidas: riodacitos e dacitos. Foi observado arenito em 2 pontos de descrição. O arenito possui cor bege a avermelhado, granulometria fina, bem selecionado e estrutura plano-paralela. No contato com o basalto o arenito apresenta-se silicificado. Este arenito pertence à Formação Botucatu.

Com base nos dados coletados em campo e dados da literatura, principalmente os estudos desenvolvidos por Piccirillo e Melfi (1988), foram definidas 2 unidades geoquímicas distintas na área de estudo, 1) Unidade Básica e 2) Unidade Ácida. Nas rochas da unidade básica foram constatadas diferenças morfológicas nas rochas estudadas como o comportamento das disjunções

colunares, texturas, estruturas, porcentagem de vesículas e amígdalas, entre outros. Com base na classificação de derrames e nas diferenças encontradas nas rochas da unidade, a mesma foi subdividida em: a) Sub-unidade lobada e b) Sub-unidade maciça. A figura 6 apresenta a distribuição das unidades na área de estudo.

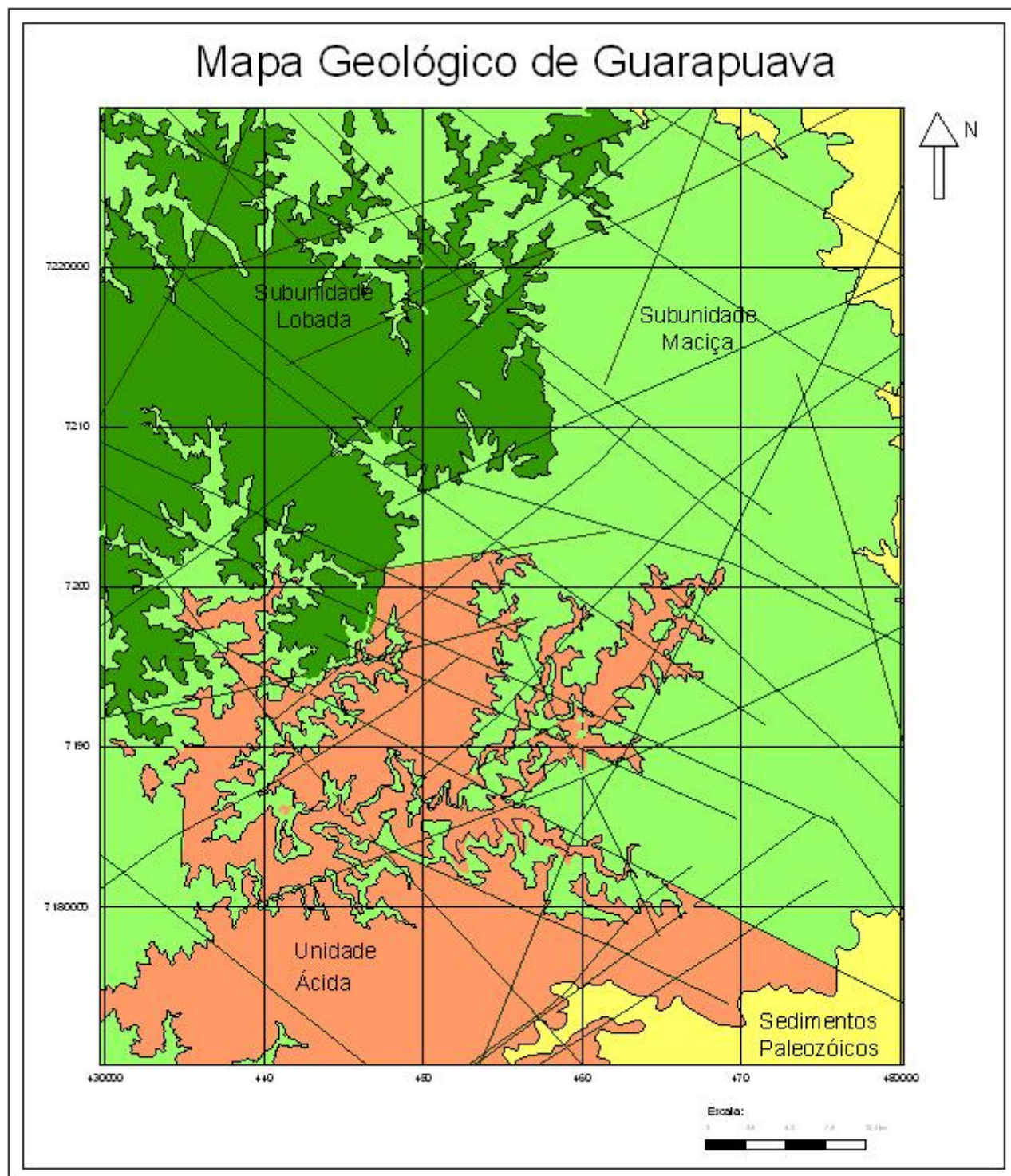


Figura 6 – Mapa geológico esquemático da área de estudo.

1) Unidade Básica

a) Subunidade Lobada

Esta sub-unidade é constituída por derrames lobados de basalto vesicular. Foram descritos 34 afloramentos ao longo da área em um intervalo altimétrico de 734 m, entre as cotas de 500 e 1.234 m. Compreende derrames lobados, de basalto predominantemente vesicular, com intercalações de arenito siltico e brechas vulcânicas.

Os derrames lobados formam seqüências com subdivisões menos evidentes, o que dificulta delimitar sua espessura. Entretanto, na área de estudo os derrames possuem espessuras médias em torno de 2 a 30 metros. Do ponto de vista geológico são rochas consideradas heterogêneas. Nas figuras 7 e 8 é possível observar o contato entre 2 derrames lobados, onde os mesmos acompanham o paleorelevo.

A rocha é cinza-escura, de granulação fina a afanítica. Possui estrutura vesicular, amigdaloidal e algumas vezes maciça com raras amígdalas. As amígdalas são ovais, preenchidas por quartzo e celadonita

A disjunção colunar é regular e decimétrica (10 a 20 cm), sobreposta a uma zona de entablatura ora sigmoidal ora em leque. As disjunções apresentam marcas de bisel, com 15-20 cm de espaçamento, que destacam-se notavelmente nas faces dos poliedros. Há um padrão de fraturamento conchoidal ocasionando a quebra da rocha em porções centimétricas (Figura 10). A figura 9 apresenta as disjunções colunares hexagonais e retangulares.

Ocorrem fraturas irregulares que formam lentes com 3-4 m de espessura e 8-10 m de largura que podem ser produto de alívio de tensão.



Figura 7 – Pedreira Lagoa Seca, Subunidade Lobada, onde se observa o contato entre dois derrames. Ponto 10 (coordenadas: 432986 / 7188336).



Figura 8 – Subunidade Lobada - contato entre dois derrames, seguindo o paleorelevo. Ponto 10 (coordenadas: 432986 / 7188336).



Figura 9 – Disjunções colunares pentagonais e irregulares, realçadas por argilominerais. Ponto 92 (coordenadas 439150 / 7205628).



Figura 10 – Afloramento com presença de marcas de bisel e destaque para o fraturamento conchoidal (coordenadas 409376 / 7207352).

Associado a esta unidade, ocorre arenito intercalado com basalto vesicular, caracterizando uma brecha. A brecha representa a porção frontal do derrame com aproximadamente 3 m de espessura, em contato irregular sobre o

basalto. A rocha possui cor avermelhada e é constituída por clastos de basalto e arenito.

Os clastos de basalto são angulosos a subangulosos, com tamanhos variando de 10-15 cm de diâmetro, compostos principalmente por vidro e subordinadamente por plagioclásio e piroxênio. Ocorrem amígdalas e vesículas dispersas na rocha ($< 1\%$), com formas arredondadas e tamanhos de aproximadamente 1 cm. Também ocorrem geodos irregulares de aproximadamente 5 cm de diâmetro preenchidos por quartzo cristalino e leitoso, e cobertos por celadonita e óxidos de Fe e Mn.

Os clastos de arenito são formados por arenito fino e silte. Ocorrem lamelas de sericita, ocasionados pela cristalização do argilomineral, devido à temperatura de extravasamento do magma em contato com os sedimentos. O arenito apresenta porções laminadas definido pela presença da sericita. Pode ser observada uma reação térmica (borda de reação), com concentração de óxido de ferro na matriz da rocha no contato entre os clastos de arenito e os clastos de basalto. Porém, os limites entre os clastos são irregulares. Na figura 11 observa-se um afloramento em que ocorre brecha intercalada com basalto. O contato entre os clastos pode ser visto com mais detalhe na figura 12.



Figura 11 – Brecha sobre basalto. Ponto 06 (coordenadas: 464425 / 7195235).

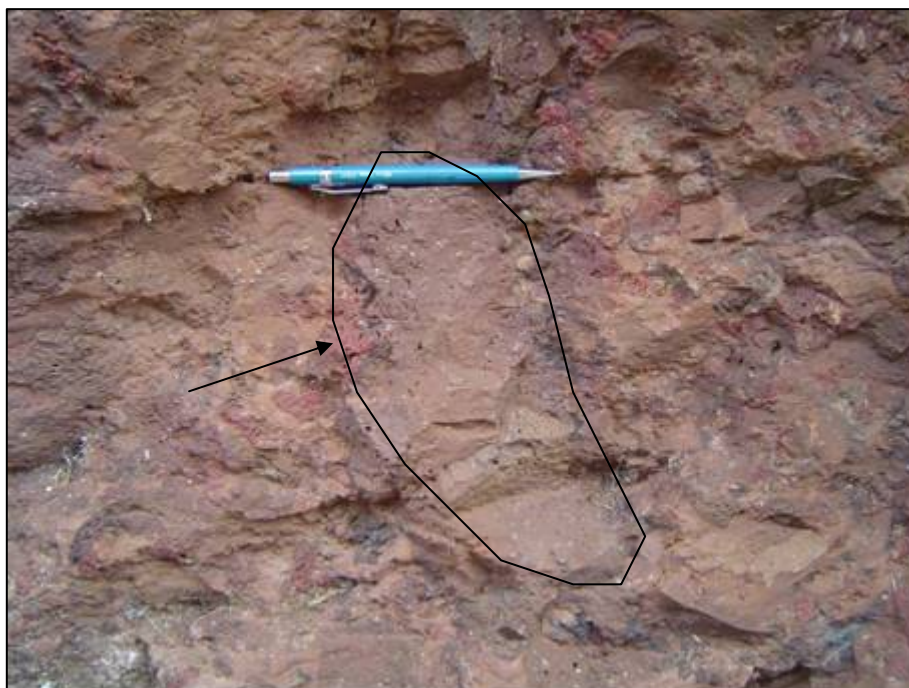


Figura 12 – Basalto intercalado com arenito, com destaque para a borda de reação. Ponto 06 (coordenadas: 464425 / 7195235).

b) Subunidade Maciça

A unidade é composta por derrames tabulares de basalto maciço descrita em 49 afloramentos.

Uma sucessão contínua de derrames tabulares de basalto maciço estende-se entre as cotas de 500 e 1.120 m. Não foram observadas ocorrências de intercalações sedimentares e vulcanoclásticas. Foram descritos no total 15 derrames com espessura média de 36 m e amplitude de 6 a 108 m.

A maioria dos contatos analisados são soldados, com o derrame subjacente encimado por zona vesicular delgada, com poucos decímetros de espessura e limite irregular com o núcleo de basalto maciço, constituída por vesículas e amígdalas de quartzo, calcita, zeólitas e celadonita. Ocorrem geodos centimétricos e achatados, preenchidos pelos mesmos minerais pós-magmáticos, na base da zona vesicular. O núcleo é composto de basalto maciço, geralmente fanerítico e localmente afanítico, cinza-escuro a esverdeado, localmente hipovítreo (intervalo de 1.030-1.038 m).

A disjunção colunar é centimétrica a métrica, no núcleo do derrame, com 10-15 cm de espessura, assumindo freqüentemente a geometria de entablatura

em leque. Em vários afloramentos da área, esta disjunção passa, no sentido da base, para uma disjunção colunar com seção hexagonal notavelmente regular, ao mesmo tempo em que o basalto torna-se fanerítico e assume cores com tons claros.

Os basaltos são cinza-esverdeados a castanho acinzentados, com plagioclásios ripiformes (1 – 2 mm), piroxênio anédricos a subédricos com tamanhos milimétricos, traços de magnetita (< 0,5 mm) ao redor de amígdalas arredondadas, também milimétricas (1-2mm) e preenchidas por vidro e quartzo. A textura é fanerítica fina a porfirítica e a estrutura varia de maciça a amigdalóide, com amígdalas preenchidas por quartzo e calcita com tamanhos de ± 5 cm e vesículas arredondadas com aproximadamente 1 cm de diâmetro.

No ponto 02 o derrame possui mais de 10 m de espessura. O basalto fanerítico apresenta bandamento na zona de topo vesicular, caracterizado pela alternância de bandas mais ou menos vesiculares. As vesículas predominam sobre amígdalas e lentes estiradas de calcita, com aproximadamente 50-100 mm. A zona de topo é delgada, com 15-20 cm de espessura, brechada e sem a matriz de arenito. A zona central de basalto maciço apresenta disjunção regular de dimensões métricas, passando abaixo à entablatura do tipo sigmoidal. A base do derrame, no ponto 1, possui lentes milimétricas de quartzo, com feições anastomosadas, e faz contato com brecha de topo de outro derrame (figura 13) . A figura 14 mostra o topo de um derrame descrito na área.



Figura 13 – Basalto fanerítico com lentes de quartzo anastomosadas, definindo uma foliação à rocha. Ponto 02 (coordenadas: 478869 / 7201031).



Figura 14 – Afloramento de basalto maciço, representando o topo do derrame (coordenadas 464438 / 7214673).

Em alguns pontos, como no caso da Pedreira Guarapuava, foi descrita uma rocha básica, diferenciada do basalto maciço. A rocha possui cor cinza, granulação grossa, composta por plagioclásio, piroxênio, magnetita e anfibólio,

com textura fanerítica e estrutura maciça. Esse litotipo foi classificado por Vasconcellos e Licht (2001) como gabro pegmatóide. Estes diferenciados finais da cristalização da lava basáltica são classificados como gabro-doleritos pegmatíticos por Jefferson *et al.* (1994) e como pegmatitos básicos por Kontak *et al.* (2004). Neste trabalho as rochas são denominadas pegmatóides básicos.

Os pegmatóides básicos formam camadas e lentes horizontais, com espessura de poucos centímetros até cerca de 70 cm, encaixados em basalto maciço, isto é, no núcleo de derrames tabulares. Os contatos entre os pegmatóides e as encaixantes são geralmente nítidos na base e difusos no topo (Figuras 15 e 16). Em alguns locais observam-se apófises ou veios subverticais, interconectando os corpos horizontais e formando em alguns casos verdadeiros *stockworks*.



Figura 15 – Basalto fanerítico com ocorrência de pegmatóide básico, em destaque na foto – Pedreira Guarapuava, ponto 16 (coordenadas: 449202 / 7186148).



Figura 16 - Pegmatóide básico associado ao basalto. Ponto 44 (coordenadas 464438 / 7214673).

2) Unidade Ácida

As rochas desta unidade foram observadas e descritas em 17 afloramentos. A associação de rochas ácidas é caracterizada pela presença de riodacito, traquidacito, dacito, quartzolito e riolito que cobre, na área de estudo, a associação faciológica de derrames tabulares de basalto maciço. A seqüência geral dos depósitos de rochas ácidas na folha de Guarapuava, organizada a partir dos dados regionais, é representada na tabela 3. A seqüência tem espessura estimada em 100-130 m, com restrições devido à dificuldade de se abstrair os efeitos da deformação rúptil, particularmente basculamentos e rejeitos de blocos falhados.

Ocorrem mais comumente riodacitos de cor cinza-esverdeada, ocorrem fenocristais (1cm) em meio a uma matriz de granulação fina a afanítica. São compostos por plagioclásios que ocorrem na forma de fenocristais e microfenocristais (variando de 1 a 15 mm), piroxênios na forma de microfenocristais (tamanho de 1 – 2 mm) e na matriz; magnetita como microfenocristais (1 – 2 mm de diâmetro), e quartzo ocorrendo como cristais da matriz. A matriz da rocha apresenta também micrólitos de feldspato alcalino e

plagioclásio, em meio ao vidro vulcânico, o que caracteriza uma textura hipovítrea. A rocha é formada por bandas milimétricas descontínuas a contínuas irregulares, definindo uma provável estrutura de fluxo, sugerindo o topo de um derrame (Figuras 17 e 18). Em algumas porções é possível observar a presença de cavidades miarolíticas com 1-2 mm de diâmetro.

Tabela 3 – Seqüência geral dos depósitos de rochas ácidas na área pesquisada.

ZONA	ESP. (m)	LITOLOGIAS
TOPO	40-60	Riodacito pórfirítico com bandamento plano-paralelo a lenticularizado. Aflora principalmente na área urbana e a norte de Guarapuava, em cortes e pedreiras à margem da PR-466, até Turvo.
MEIO	60-80	Riodacito e quartzo-latito com bandamento plano-paralelo a maciço. Aflora entre Guarapuava e Pinhão, em cotas acima de 1.100 m.
BASE	2-10	Riodacito, quartzo-latito e riolito com bandamento plano-paralelo e truncamento de estruturas por cisalhamento sigmoidal. Aflora na base do pacote, a sul da cidade de Guarapuava, à cota de 1.100 m e na estrada de acesso à usina hidrelétrica Elejor, em Foz do Jordão, à cota de 560 m.



Figura 17 – Riodacito com bandamento irregular. Ponto 12, Pedreira Atalaia (coordenadas: 449302 / 7199407).



Figura 18 – Pedreira de riodacito onde se observa a presença de bandamento irregular, definido como estrutura de fluxo. Ponto 12, Pedreira Atalaia (coordenadas: 449302 / 7199407).

4.1 TECTÔNICA E ESTRUTURAS REGIONAIS

Na área de Guarapuava, alguns lineamentos de importância regional podem ser destacados. O de maior significado na segmentação regional do magmatismo Serra Geral é o lineamento Piquiri, que separa os domínios Centro e Norte da formação. Esta feição tectônica corta o terço superior da folha, orientada para N60°W, passando à altura da cidade de Guarapuava, e se manifesta na área sob a forma de um feixe de fraturas e falhas subparalelas, descontínuas e sem largura definida. Foi observada uma falha com direção N80°E/90° marcada por feixe de cisalhamento com 5 m de largura e espaçamento de 15-150 cm e estrias indicando bloco baixo a leste (ponto 14), bem como uma zona de falha com direção N30°W sem preenchimentos ou brecha (ponto 30) e juntas com direção N60W, com espaçamento de 5-15 cm e N70E com espaçamento de 40-50 cm (pontos 52 e 79).

A área de estudo encontra-se no bloco tectônico de Guarapuava, o qual é limitado pelas falhas de Goioxim e Inácio Martins. Essas falhas separam o bloco de Guarapuava dos adjacentes, respectivamente a oeste e leste. A falha de Goioxim tem direção N35°E e a de Inácio Martins aproxima-se de N45°E.

As principais características deste bloco estrutural são:

- ❖ Cotas: 1.200 - 900 m;
- ❖ Associações faciológicas: Derrames tabulares sem intercalações vulcanoclásticas;
- ❖ Unidades faciológicas: Riodacito, quartzo-latito, brecha de fluxo, basalto maciço, basalto hipovítreo e brecha de derrame.

4.2 PETROGRAFIA

Para a análise petrográfica foram descritas 14 seções delgadas em microscópio binocular polarizador. As amostras descritas referem-se a 8 basaltos, 3 riodacitos, 2 brechas e 1 pegmatóide básico.

4.2.1 Unidade Básica

4.2.1.1 Subunidade Lobada

Essa subunidade é constituída por basaltos afaníticos e brechas.

- Basaltos

O basalto é cinza-escuro, de granulação fina a afanítica, textura afanítica hipocristalina a subafírica, estrutura maciça a amigdaloidal e índice de cor mesocrático. Compõe-se de plagioclásio (30% - 35%), piroxênio (20% - 30%), vidro (25% - 35%) e argilominerais (5% - 15%).

O plagioclásio (labradorita a bytownita) possui hábito euédrico ripiforme e ocorre na forma de fenocristais (1 - 2 mm) e na matriz em cristais submilimétricos (figuras 19 e 20). O piroxênio (augita) é anédrico a subédrico, ocorrendo na forma de fenocristais e na matriz, submilimétricos (figuras 21 e 22). O vidro vulcânico ocorre como material intersticial envolvendo os cristais de plagioclásio e piroxênio. O argilomineral possui cor esverdeada e é definido como celadonita e ocorre preenchendo amígdalas milimétricas (1 - 2 mm) a submilimétricas e ao redor dos minerais da matriz (Figuras 23 e 24).



Figura 19 – Fotomicrografia de fenocristal de plagioclásio (plag) envolvido pela matriz (mz), basalto da subunidade lobada. NX

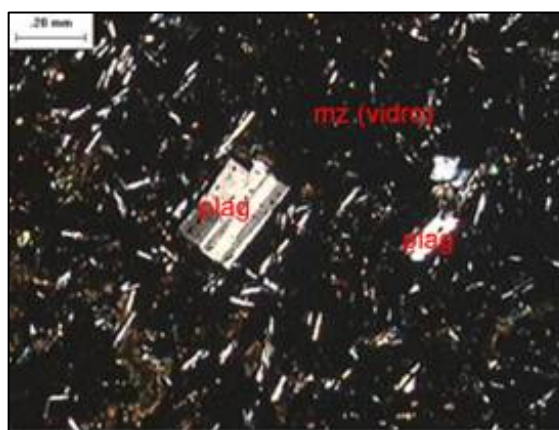


Figura 20 – Fotomicrografia de fenocristal de plagioclásio (plag) em meio à matriz vítrea (mz), basalto da subunidade lobada. NX



Figura 21 – Fotomicrografia de fenocristal de plagioclásio (plag) envolvido por matriz (mz) composta por plagioclásio, piroxênio (px) e vidro vulcânico, basalto da subunidade lobada. NX

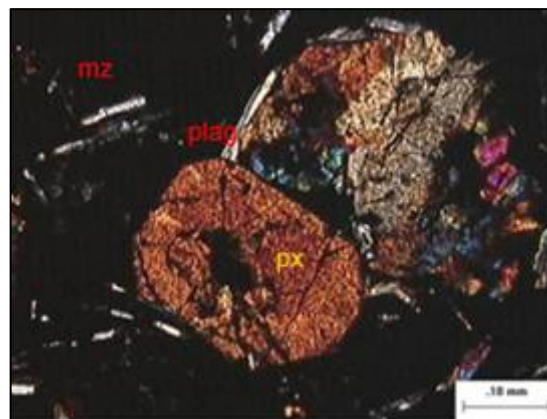


Figura 22 – Fotomicrografia de fenocristais de piroxênio (px), envoltos por vidro vulcânico (mz), basalto da subunidade lobada. NX

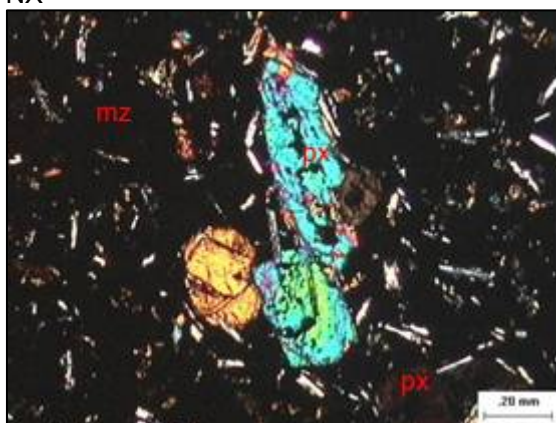


Figura 23 – Fotomicrografia de fenocristais de piroxênio (px), envoltos por plagioclásio e vidro (mz), basalto da subunidade lobada. NX

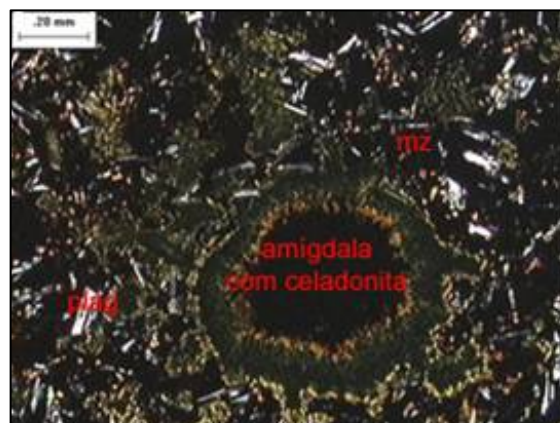


Figura 24 – Fotomicrografia de amígdala preenchida por celadonita em meio a cristais de plagioclásio (plag) e vidro vulcânico (mz), basalto da subunidade maciça. NX

▪ Brecha

A brecha possui cor castanho-avermelhada e é constituída por clastos de arenito intercalados com basalto. Os clastos de arenito (figura 25) são compostos por grãos de quartzo finos (65%), sub-angulosos a sub-arredondados; silte (30%) na matriz e sericita (5%) disseminada na rocha. Possui laminação grano-decrescente bem preservada. O basalto é composto por vidro (75%) de cor castanha, plagioclásio (15%) em cristais subédricos, ripiformes, de granulação fina. Possui textura vitrofírica e estrutura amigdaloidal. O piroxênio é subédrico, de granulação fina, com grau incipiente de alteração para hidróxidos de ferro, e micrólitos de plagioclásio (10%), originados por desvitrificação, determinados com base na forma irregular dos cristais e por ocorrer em meio ao vidro vulcânico

(figura 26). Nos basaltos ocorrem amígdalas e vesículas com tamanhos variando de 0,5-2 cm, subarredondadas e estiradas preenchidas por quartzo e celadonita. O contato entre os clastos de arenito e o basalto é marcado pela presença de hidróxidos de ferro (Figura 27).



Figura 25 – Fotomicrografia de clasto de arenito, brecha da subunidade lobada. N//



Figura 26 – Fotomicrografia de clasto de basalto com cristais de plagioclásio (plag), brecha da subunidade lobada. N//

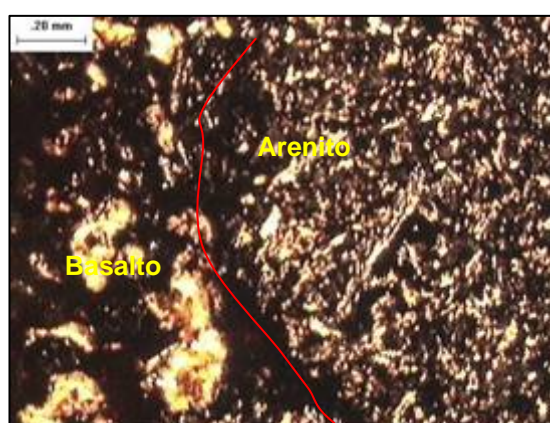


Figura 27 – Fotomicrografia mostrando o contato entre clasto de arenito e de basalto. O contato é marcado pela presença de hidróxido de ferro, brecha da subunidade lobada. N//

4.2.1.2 Subunidade maciça

Esta subunidade é constituída por basaltos maciços associados a pegmatóides básicos.

- Basalto

O basalto possui cor cinza esverdeado a castanho acinzentado e granulação fina a média. Composto por piroxênio (40% - 45%), plagioclásio (45% - 50%), opacos (10 - 15%) e argilomineral (traços) com índice de cor mesocrático, textura subofítica (figura 28) e estrutura maciça com presença de raras amígdalas preenchidas por quartzo e celadonita.

O piroxênio (augita e pigeonita) possui hábito anédrico a subédrico e granulação fina a média, com inclusões de opacos, ocorrendo apenas na matriz, em cristais fraturados e envolvidos por hidróxidos de ferro (figuras 29 e 30). O plagioclásio (labradorita – An_{50-70%}) é subédrico a euédrico ripiforme, ocorrendo na forma de fenocristais milimétricos (1-2 mm) e na matriz (submilimétricos) (figuras 31 e 32). Os opacos ocorrem na forma primária e secundária, sendo separados pelo hábito e pela associação mineral. Os primários (magnetita) são euédricos e estão inclusos nos piroxênios, os secundários ocorrem nos interstícios da rocha e ao redor dos piroxênios (figura 33). O argilomineral (celadonita) ocorre preenchendo amígdalas milimétricas a submilimétricas.

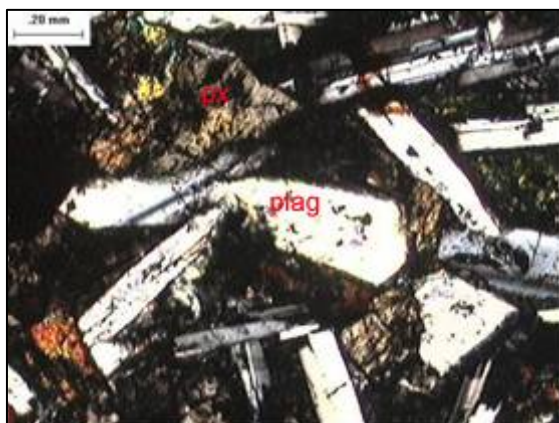


Figura 28 – Fotomicrografia de cristais de piroxênio (px) e plagioclásio (plag), basalto da subunidade maciça. NX

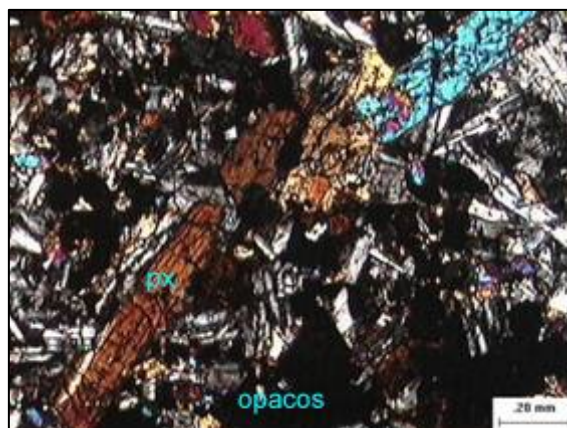


Figura 29 – Fotomicrografia de piroxênio envolto pelos cristais da matriz e opacos (óxidos de Fe e magnetita), basalto da subunidade maciça. NX

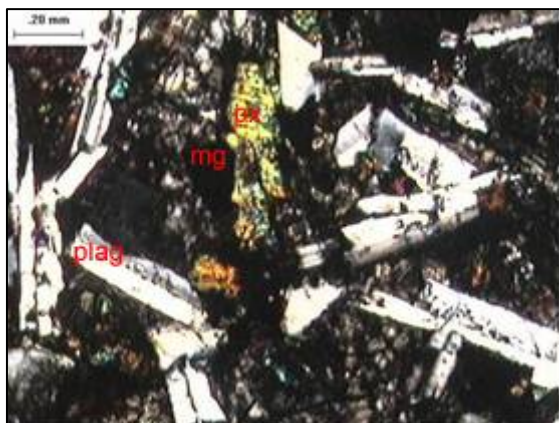


Figura 30 – Fotomicrografia de cristais de plagioclásio (plag), piroxênio (px) e opacos (magnetita-mg) da matriz, basalto da subunidade maciça. NX



Figura 31 – Fotomicrografia de fenocristal de plagioclásio (plag) envolvido pela matriz, basalto da subunidade maciça. NX



Figura 32 – Fotomicrografia de cristais de plagioclásio (plag) euédricos, basalto da subunidade maciça. NX

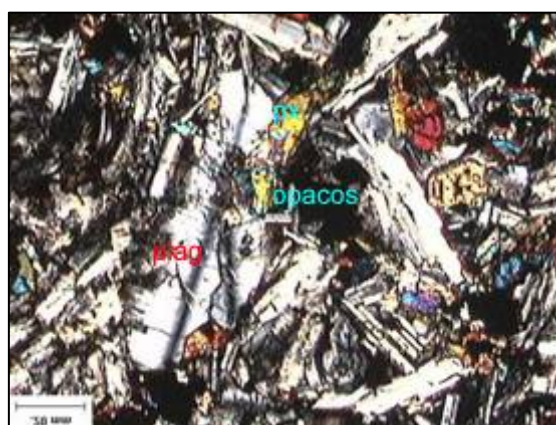


Figura 33 – Fotomicrografia de plagioclásio (plag), piroxênio (px) e opacos (óxido de Fe e magnetita), basalto da subunidade maciça. NX

▪ Pegmatóide básico

O pegmatóide básico é cinza-médio a escuro, de granulação grossa, composto por plagioclásio (40%), piroxênio (45%) e opacos. A rocha possui índice de cor mesocrático, textura fanerítica equigranular grossa e estrutura maciça.

O plagioclásio (labradorita – $An_{50-70\%}$) possui granulação grossa (0,5 - 1 cm de diâmetro) e hábito euédrico a subédrico, prismático, (figuras 34 e 35). O piroxênio (augita) tem granulação grossa e hábito anédrico a subédrico com inclusões de opacos (figuras 36 e 37). Os opacos (15%) ocorrem sob forma primária e secundária, onde os primários (magnetita) são euédricos a subédricos, dispostos ao redor e/ou inclusos nos piroxênios e os secundários (óxidos de ferro)

ocorrem preenchendo interstícios na rocha e ao redor dos opacos primários e piroxênios.

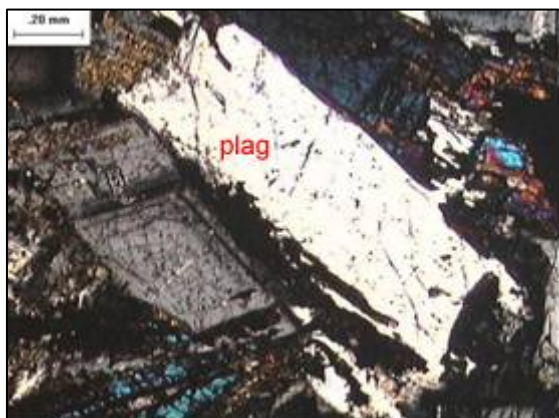


Figura 34 – Fotomicrografia de cristais de plagioclásio (plag) euédricos com piroxênio (px) intersticial, pegmatóide básico. NX



Figura 35 – Fotomicrografia de cristais de plagioclásio (plag) euédricos, pegmatóide básico. NX



Figura 36 – Fotomicrografia de cristais de piroxênios (px) euédricos e opacos (óxido de Fe e magnetita), pegmatóide básico. NX

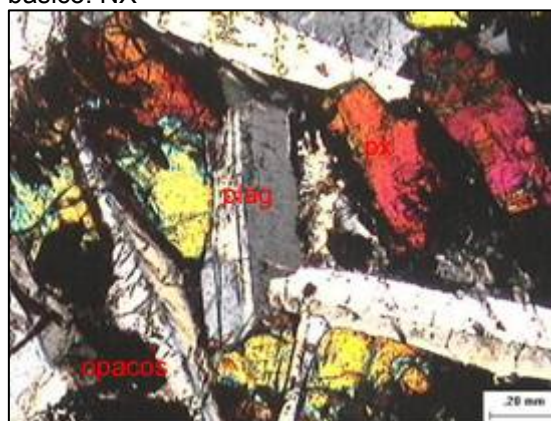


Figura 37 – Fotomicrografia de cristais de piroxênio (px) envolvidos por plagioclásio (plag) e opacos (óxido de Fe e magnetita), pegmatóide básico. NX

4.2.2 Unidade Ácida

Essa unidade é constituída por dacitos a riodacitos cinza-esverdeados, com fenocristais de plagioclásio e piroxênio em meio à matriz fina a afanítica. Compõe-se de plagioclásio (35% - 30%), quartzo (20% - 25%), piroxênio (15%), vidro (15%), feldspato potássico (10% - 0%) e opacos (5% - 10%). A rocha possui índice de cor leucocrático, textura porfirítica em matriz fanerítica fina a afanítica e estrutura maciça.

O plagioclásio (oligoclásio— $An_{10-30\%}$) ocorre na forma de fenocristais, com até 1,5 cm de diâmetro, euédricos a subédricos, microfenocristais (0,5 cm de diâmetro) e em cristais da matriz, euédricos a subédricos prismáticos. Os

fenocristais apresentam inclusão de piroxênio e opacos (figuras 38 a 40). O quartzo de granulação fina, anédrico, ocorre na matriz da rocha associado ao feldspato potássico. O piroxênio (augita e pigeonita) ocorre na forma de fenocristais (1 cm), microfenocristais, cristais da matriz e inclusos nos fenocristais de plagioclásio com hábito anédrico a subédrico, os piroxênios encontram-se fraturados. Apresentam grau incipiente de alteração para hidróxidos de ferro definindo uma coloração castanha (figuras 41 a 43). O vidro é castanho e ocorre intersticial aos minerais. O feldspato potássico tem hábito anédrico, granulação fina e ocorre na matriz da rocha associado ao quartzo. Há opacos primários e secundários, definidos com base no hábito e na relação com os outros minerais presentes na rocha. Os opacos primários (magnetita e ti-ilmenita) têm granulação fina a média, são subédricos e ocorrem como inclusões nos piroxênios e na matriz da rocha, disseminados. Os secundários possuem hábito anédrico, cor avermelhada e ocorrem nos interstícios da rocha e nas bordas dos piroxênios.

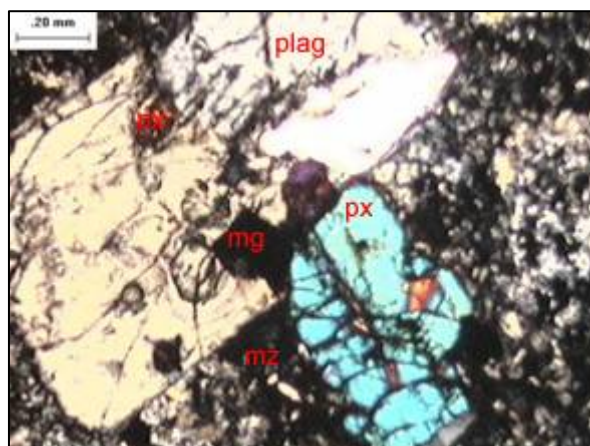


Figura 38 – Fotomicrografia de fenocristal de plagioclásio (plag), com inclusão de magnetita (mg) em contato com microfenocristal de piroxênio (px), dacito - unidade ácida. NX

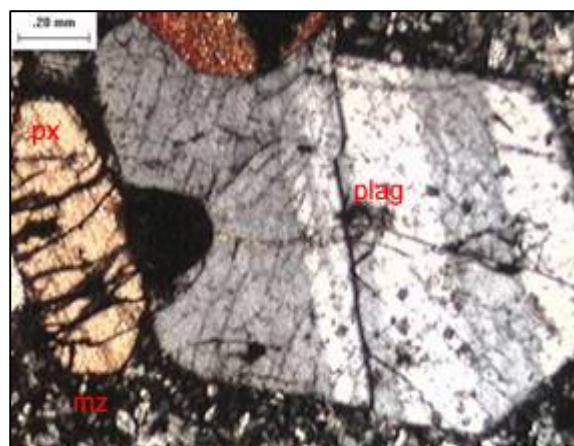


Figura 39 – Fotomicrografia de fenocristais de plagioclásio (plag) e microfenocristal de piroxênio (px), dacito - unidade ácida. NX



Figura 40 – Fotomicrografia de fenocristal de plagioclásio (plag) em meio à matriz afanítica (mz), dacito - unidade ácida. NX

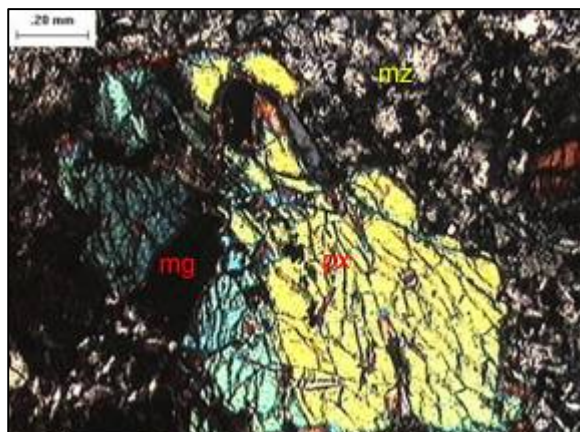


Figura 41 – Fotomicrografia de fenocristal de piroxênio (px) e inclusão de magnetita (mg), dacito - unidade ácida. NX



Figura 42 – Fotomicrografia de fenocristal de piroxênio (px) fraturado, envolvido por um fenocristal de plagioclásio (plag) e inclusões de magnetita (mg), dacito - unidade ácida. NX

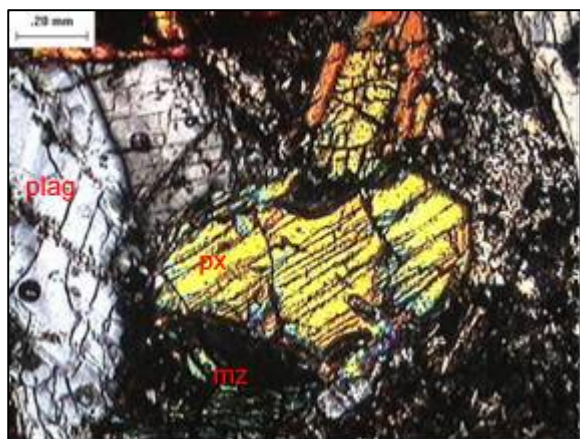


Figura 43 – Fotomicrografia de microfenocristais de piroxênio (px) e plagioclásio (plag), dacito - unidade ácida. NX

5. GEOQUÍMICA

Para o tratamento geoquímico foram selecionadas 15 amostras para análise de rocha total. As amostras analisadas foram tratadas comparadas com dados geoquímicos de Piccirillo e Melfi (1988) para a confecção de diagramas de classificação e diagramas de variação, totalizando 45 amostras. Foram analisadas 3 amostras da unidade ácida (Am09, Am11A e Am13), e 12 amostras da unidade básica. Os diagramas foram confeccionados com a utilização do *software Igpet*, com o intuito de compreender a evolução das rochas estudadas. Os resultados são apresentados no **Anexo II**.

Os dados obtidos foram projetados em diagrama de classificação TAS (Total Alkalís – Sílica), definido por Le Bas *et al.* (1986), originando dois grupos distintos de rochas. As rochas básicas possuem teores de sílica variando de 49 a 57% e são classificadas como basalto, andesito-basáltico, traqui andesito-basáltico. As rochas ácidas possuem teores de sílica variando de 65 a 69% e são classificadas como dacito e traquidacito. (Fig. 44).

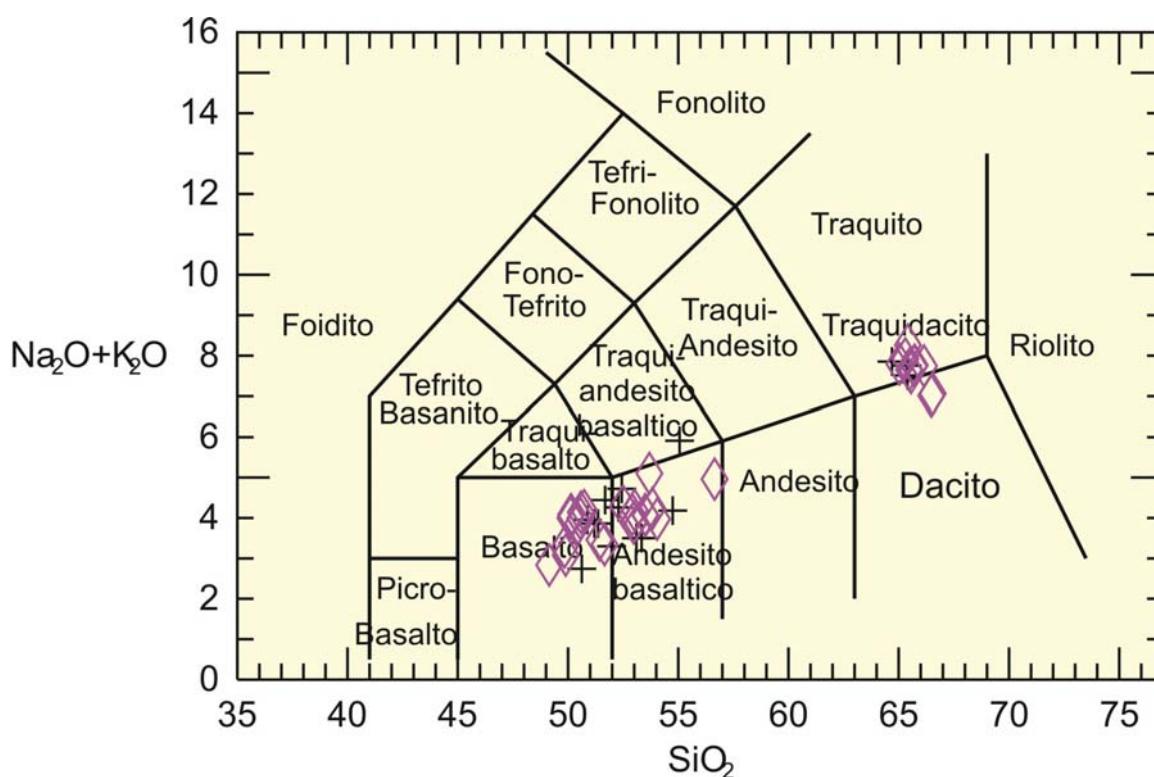
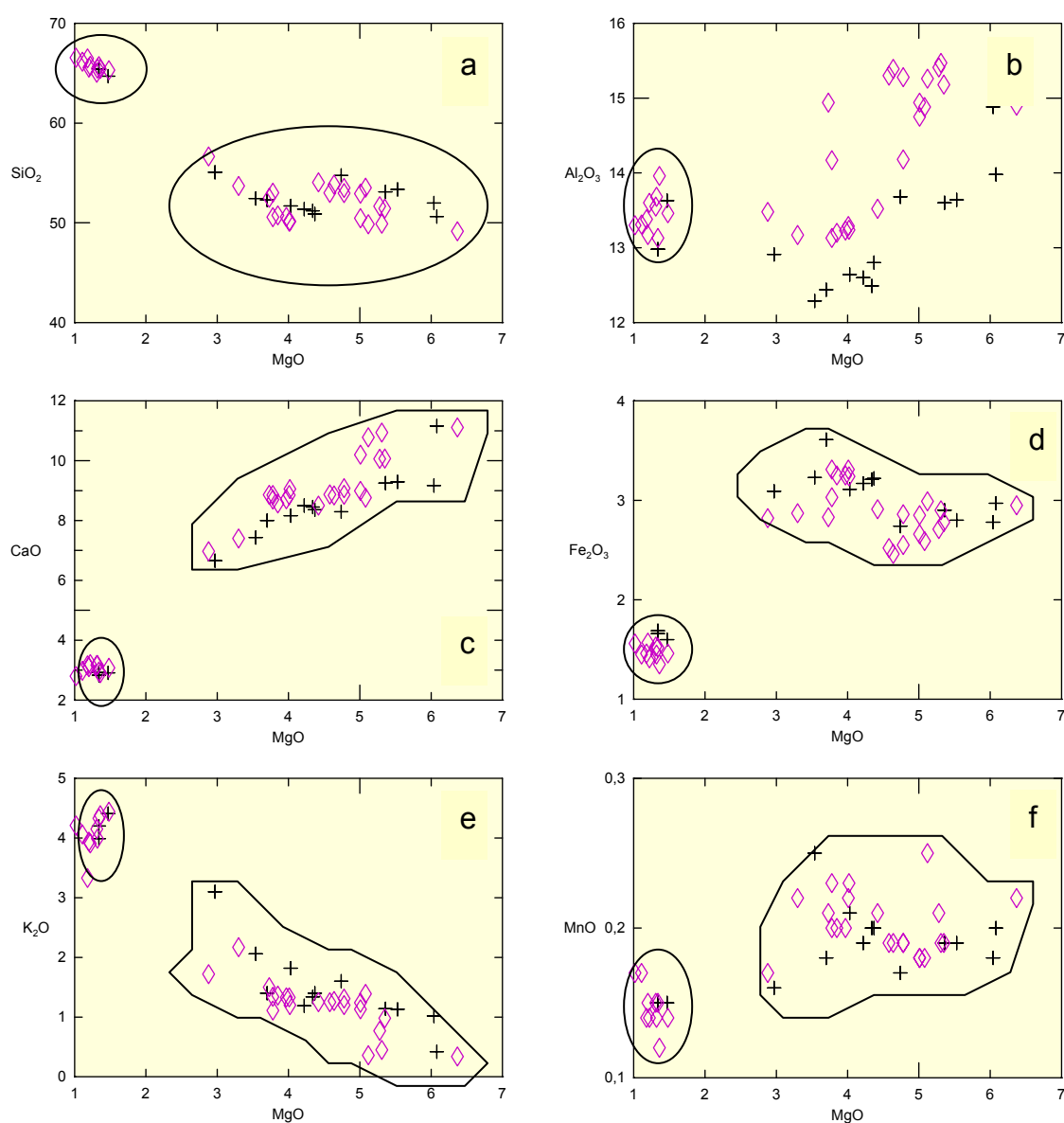


Figura 44 – Diagrama classificatório TAS (SiO_2 vs. $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$), proposto por Le Bas *et al.* (1986), (+) rochas estudadas e (◇) Piccirillo e Melfi (1988).

Com o intuito de avaliar o comportamento dos elementos nas rochas estudadas foram feitos diagramas binários de variação (diagramas de Harker), tanto para os elementos maiores, quanto para os traços, considerando o MgO como índice de diferenciação. Visando correlacionar a geoquímica com a petrografia, foram utilizados símbolos diferentes para cada unidade estudada.

A análise dos diagramas de variação mostra que há dois grupos distintos de rocha: um grupo que apresenta teores mais elevados de SiO_2 , Na_2O e K_2O , e outro com teores mais elevados de MgO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , MnO e CaO (fig. 45).



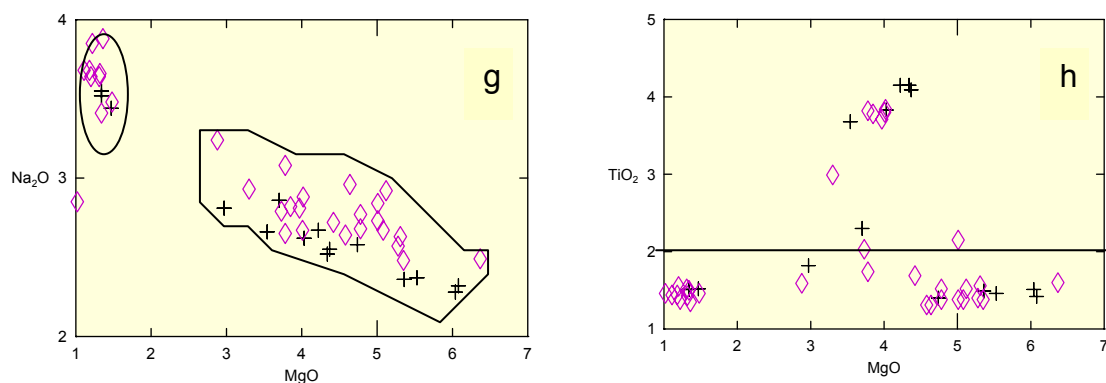
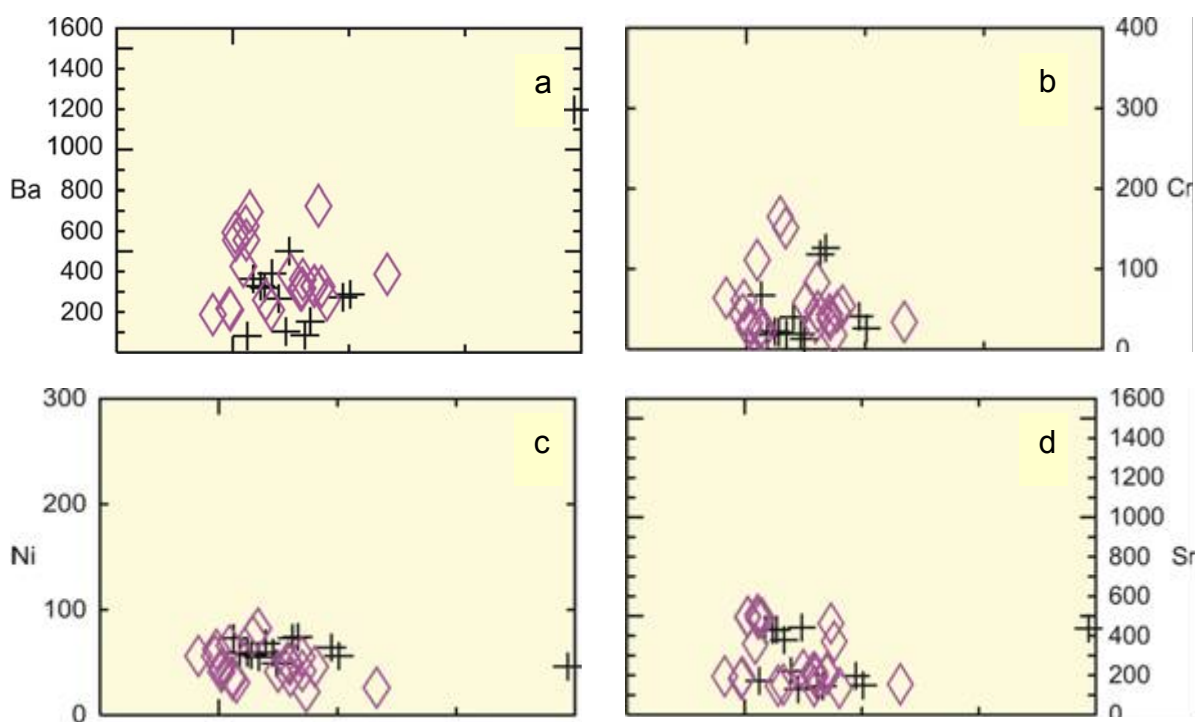


Figura 45 – Diagramas de variação para elementos maiores: (+) rochas estudadas e (◇) Piccirillo e Melfi (1988), a) MgO vs. SiO_2 ; b) MgO vs. Al_2O_3 ; c) MgO vs. CaO; d) MgO vs. Fe_2O_3 ; e) MgO vs. K_2O ; f) MgO vs. MnO; g) MgO vs. Na_2O ; e h) MgO vs. TiO_2 .

Para os elementos traço (Cr, Ni, Cu, Zn, Ba, Rb, Sr, Zr, Y e Nb) também foram gerados diagramas binários de variação, porém levou-se em consideração a SiO_2 como índice de diferenciação (Figura 46).



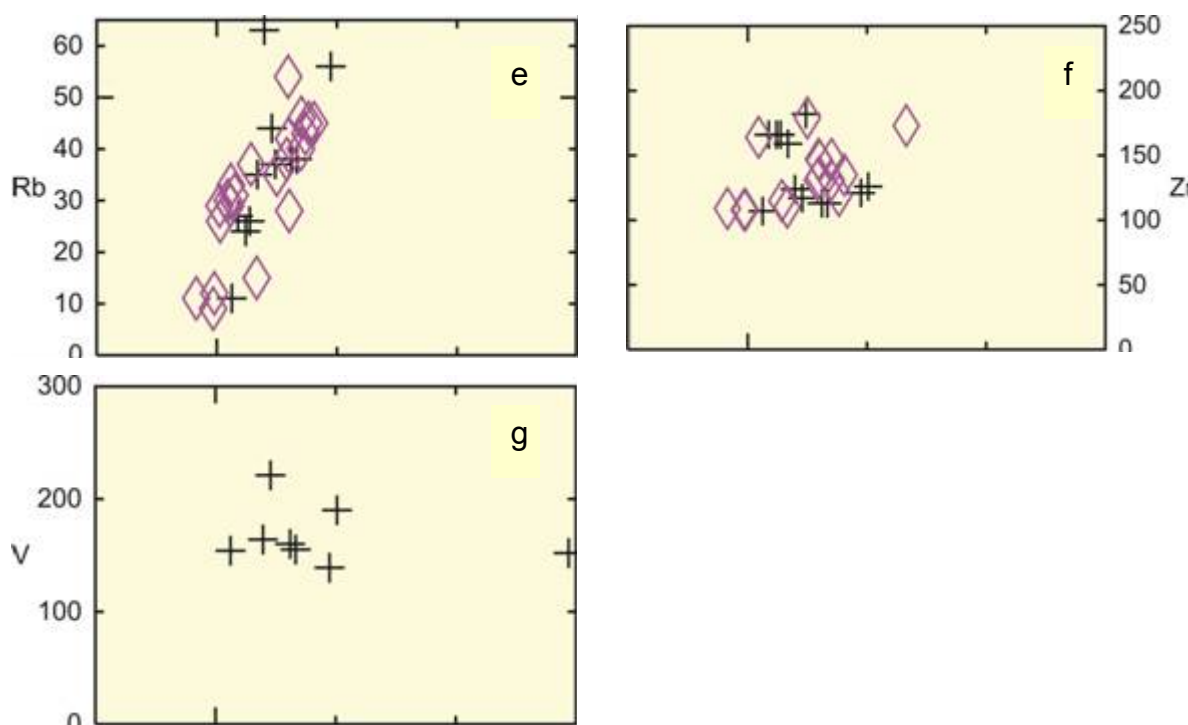


Figura 46: Diagramas binários para os elementos traço, + rochas estudadas e \diamond Piccirillo e Melfi (1988): a) SiO₂ vs Ba; b) SiO₂ vs Cr; c) SiO₂ vs Ni; d) SiO₂ vs Sr; e) SiO₂ vs Rb; f) SiO₂ vs Zr; g) SiO₂ vs V.

Observa-se que os teores de Rb, Ba e Zr são proporcionais e V, Ni e Cr, inversamente proporcionais aos teores de SiO₂.

Com relação ao TiO₂, nota-se que há a presença de rochas com BTi (<2%) e ATi (>2%). Ao correlacionar essas rochas com os magmas-tipos propostos por Peate *et al.* (1992), levando em consideração os teores de Ti, Sr e a razão Zr/Y, as rochas encontradas na área são separadas em tipo Pitanga para as rochas ATi e tipo Esmeralda para as rochas BTi. As rochas ácidas, por apresentarem um caráter porfíritico com macrofenocristais e fenocristais de plagicolásio predominantemente, em meio a uma matriz fina a afanítica vítrea são classificadas como tipo Chapecó. A figura 47 mostra o comportamento dos diferentes magmas-tipos encontrados na área.

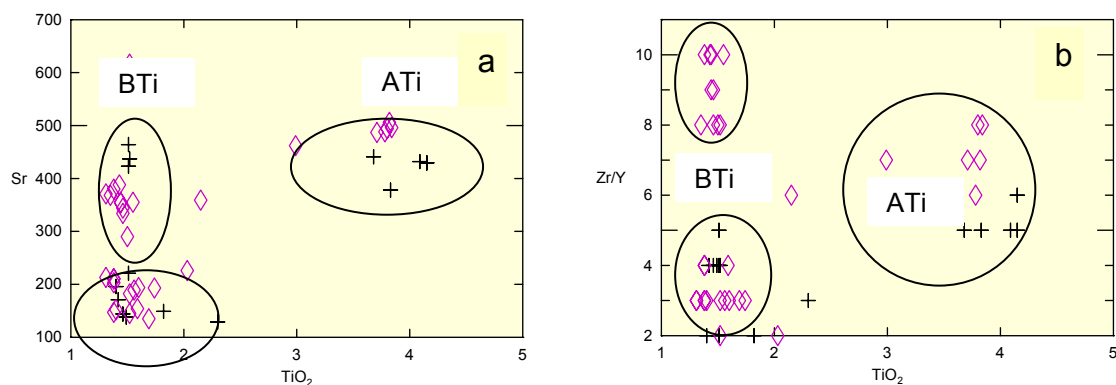


Figura 47 – Diagramas de variação: + rochas estudadas, \diamond Piccirillo e Melfi (1988), a) TiO_2 vs. Sr e b) TiO_2 vs. Zr/Y.

Ao correlacionar as unidades geoquímicas com as unidades geológicas, observa-se que as rochas das subunidades maciça e lobada, apresentam variações quanto ao teor de TiO_2 , pois nas duas unidades, ocorrem rochas com ATi e BTi. Desta forma nota-se que geoquimicamente estas unidades estão correlacionadas.

5.1 UNIDADE BÁSICA

Com base nos dados geoquímicos, esta unidade é constituída por rochas com teores de SiO_2 variando de 49 a 57%. Por se tratarem de rochas básicas foi utilizado como índice de diferenciação o MgO.

Foram feitos diagramas separados para os teores obtidos pela análise das amostras coletadas em campo (figura 48). Os dados da literatura não foram trabalhados separadamente nesta unidade, devido às diferenças sistemáticas para Al_2O_3 e Na_2O , conforme apresentado na figura 45. Na figura 48 observa-se que as rochas da Subunidade Maciça apresentam teores menores de MgO, Al_2O_3 , CaO, Fe_2O_3 e TiO_2 e teores maiores de SiO_2 , Na_2O e K_2O quando comparados com as rochas da Subunidade Lobada, sendo portanto, mais evoluída geoquimicamente que a Subunidade Lobada.

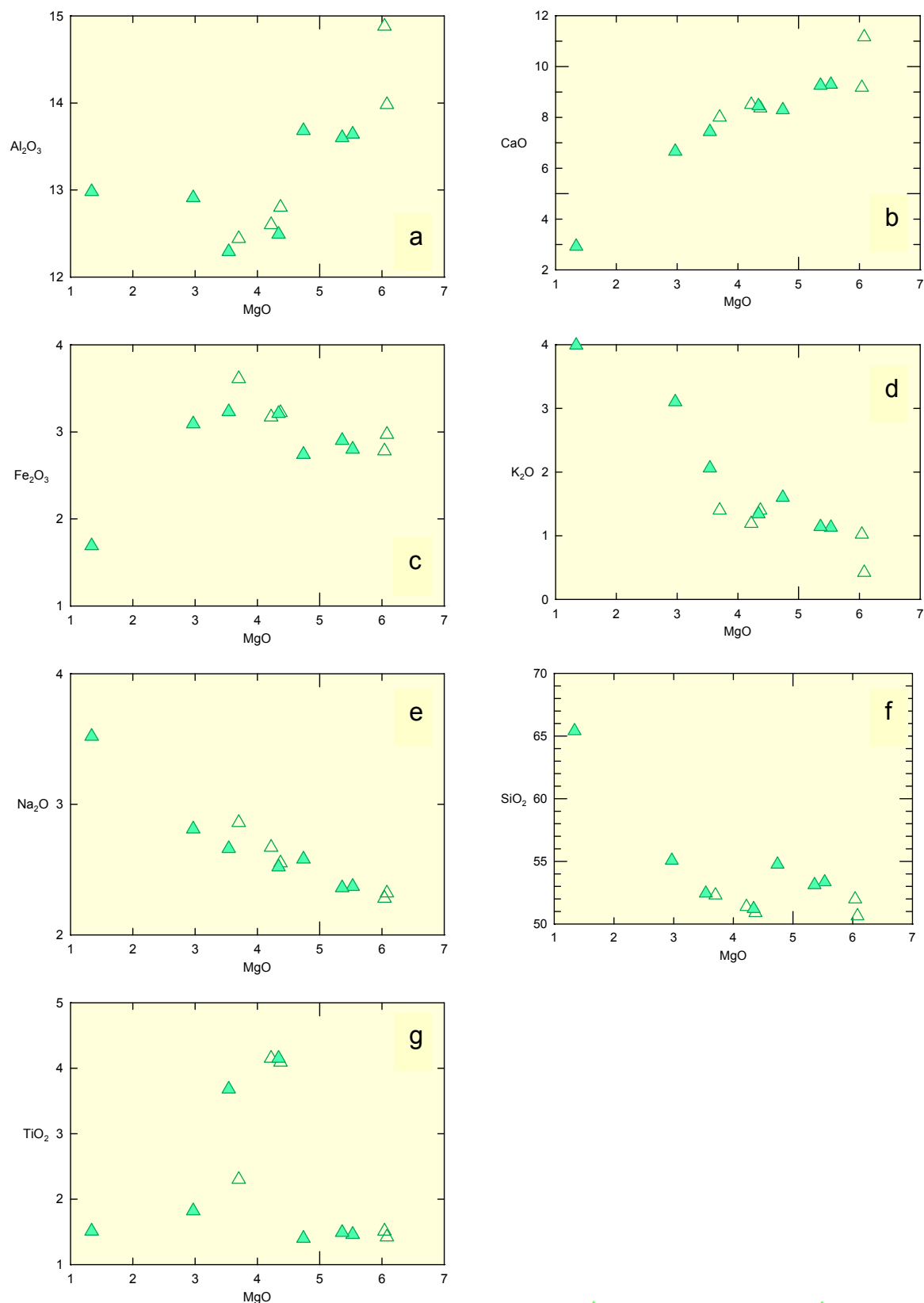
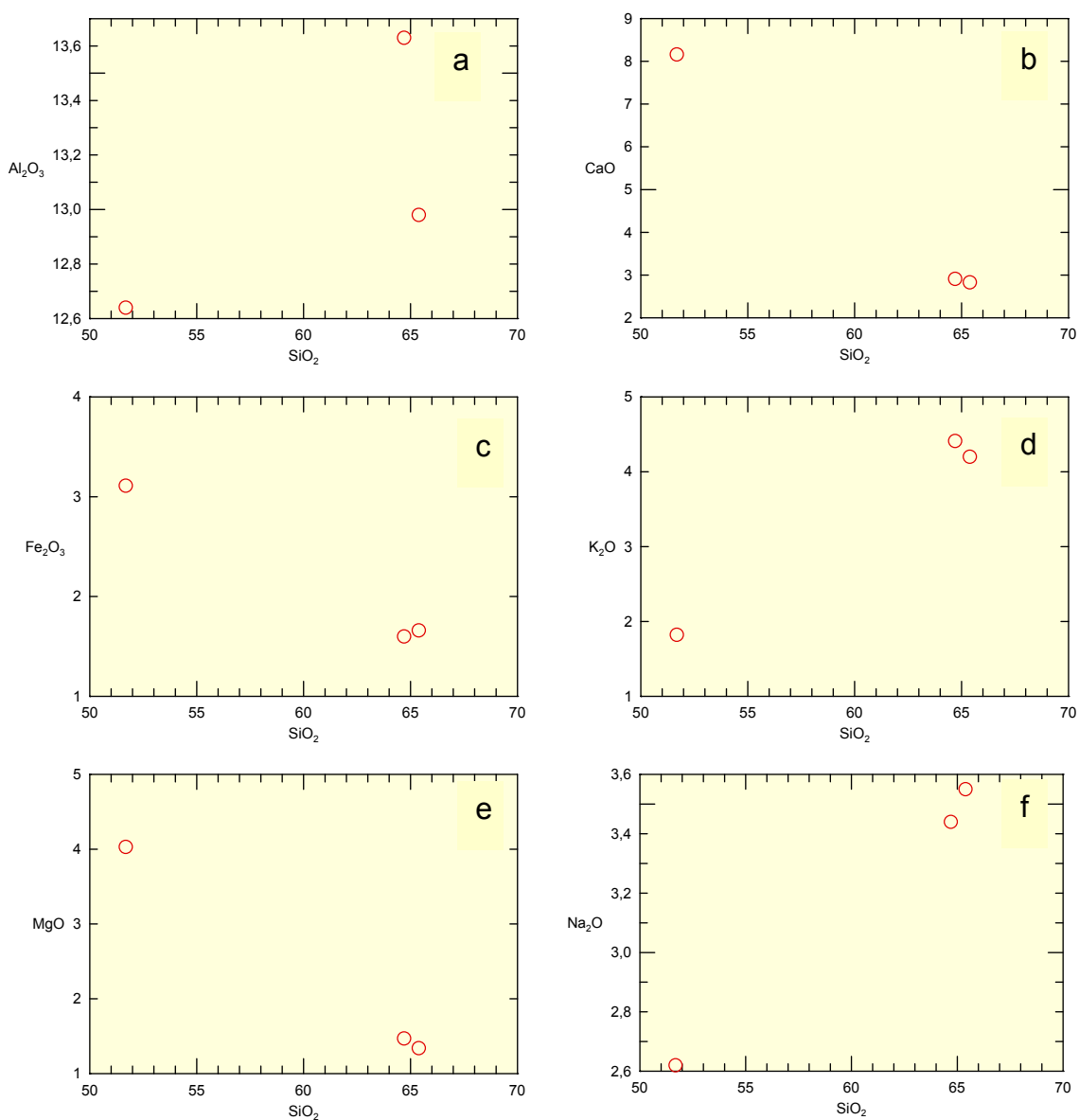


Figura 48 – Diagramas de variação para elementos maiores: ▲ Subunidade Maciça, △ Subunidade Lobada, a) MgO vs. Al_2O_3 ; b) MgO vs. CaO; c) MgO vs. Fe_2O_3 ; d) MgO vs. K_2O ; e) MgO vs. Na_2O ; f) MgO vs. SiO_2 ; e g) MgO vs. TiO_2 .

5.2 UNIDADE ÁCIDA

Unidade constituída por dacitos e traquidacitos de acordo com o diagrama de classificação de Le Bas *et al.* (1986). Para o tratamento de dados foram utilizadas apenas amostras com teor de sílica superior a 62%. Neste caso foi utilizado como índice de diferenciação o SiO_2 .

De acordo com os diagramas nota-se que a distribuição dos elementos desta unidade apresentam uma tendência, porém ela não está muito evidente, conforme observa-se nas figuras 49 e 50. A figura 50 contém os diagramas gerados a partir das análises efetuadas neste trabalho.



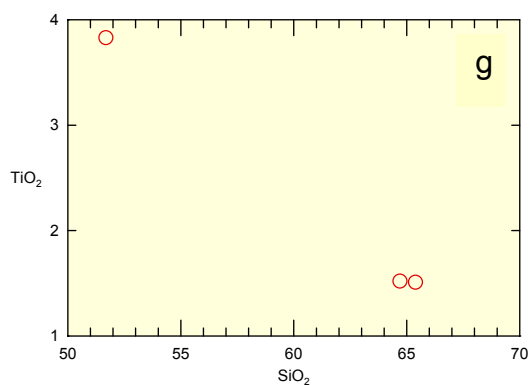
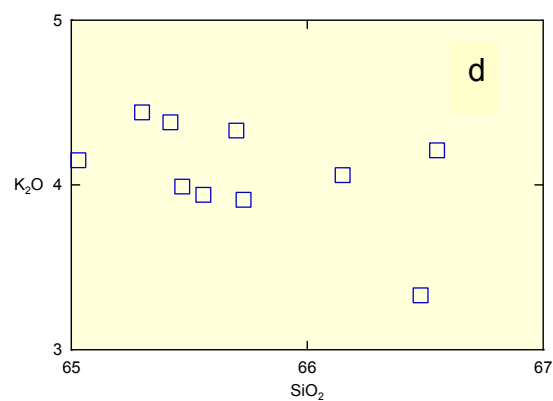
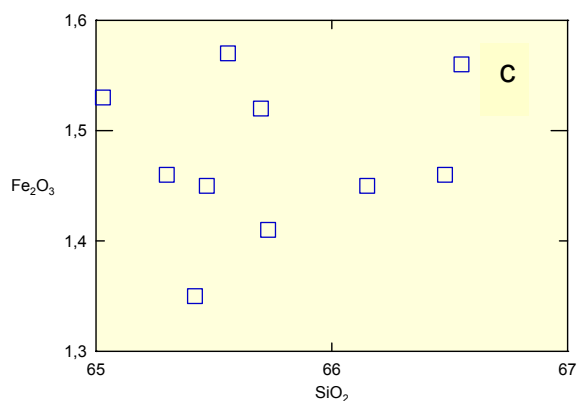
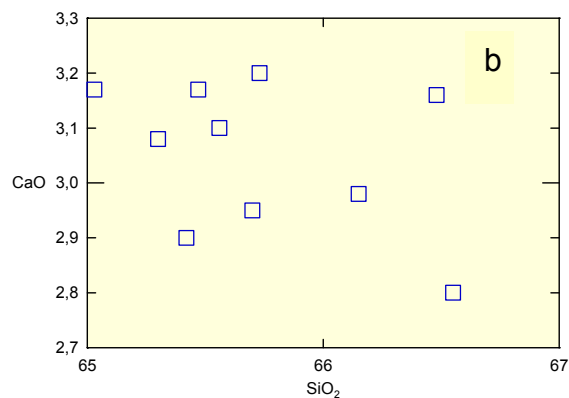
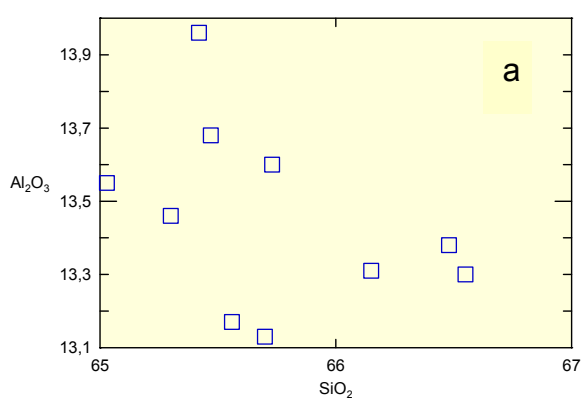


Figura 49: Diagramas de variação para as rochas ácidas estudadas: a) SiO_2 vs. Al_2O_3 ; b) SiO_2 vs. CaO ; c) SiO_2 vs. Fe_2O_3 ; d) SiO_2 vs. K_2O ; e) SiO_2 vs. MgO ; f) SiO_2 vs. Na_2O ; e g) SiO_2 vs. TiO_2 .

A figura 50 apresenta os diagramas gerados a partir de dados da bibliografia.



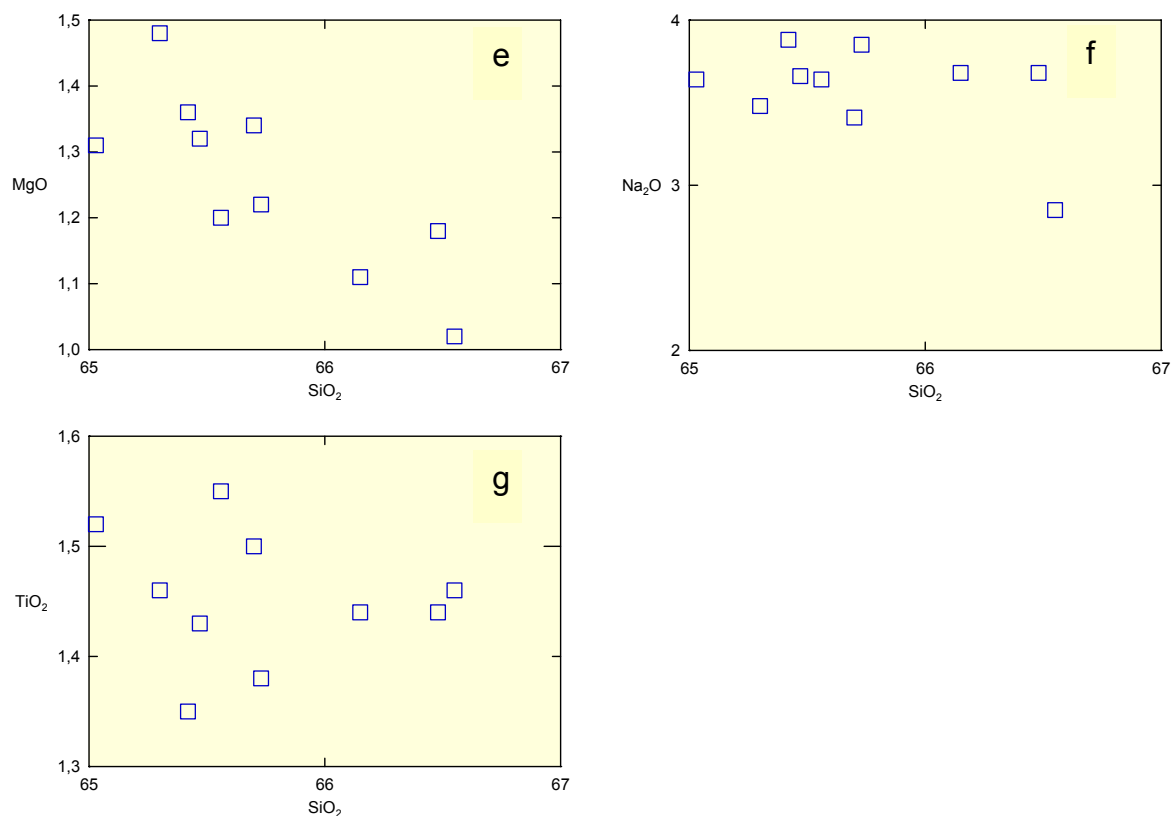


Figura 50: Diagramas de variação para as rochas ácidas (Piccirillo e Melfi, 1988): a) SiO_2 vs. Al_2O_3 ; b) SiO_2 vs. CaO ; c) SiO_2 vs. Fe_2O_3 ; d) SiO_2 vs. K_2O ; e) SiO_2 vs. MgO ; f) SiO_2 vs. Na_2O ; e g) SiO_2 vs. TiO_2 .

5.3 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)

A análise de minerais no MEV consiste em uma análise semi-quantitativa através do método EDS - *Energi dispersive spectroscopy*, onde é feita uma varredura e leitura dos elementos nos pontos selecionados, resultando em curvas e na composição do ponto amostrado.

Foram analisados núcleo e borda de fenocristais e microfenocristais e cristais da matriz em 16 cristais de plagioclásios e piroxênios. As figuras 51 a 56 mostram alguns cristais analisados e as figuras 57 e 58 mostram as curvas geradas pela leitura da composição dos minerais estudados.

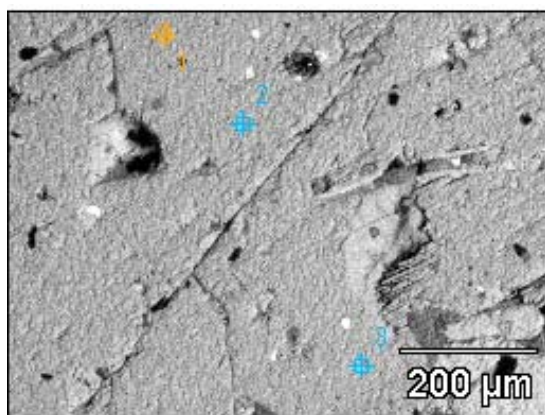


Fig. 51 – Imagem em elétrons retroespalhados, mostrando fenocristal de piroxênio em amostra de dacito, fraturado, com algumas inclusões.

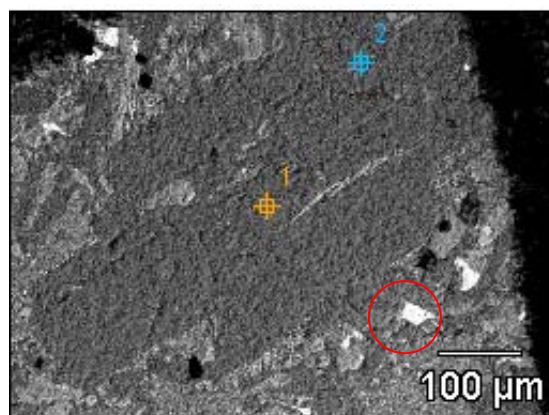


Fig. 52 – Imagem em elétrons retroespalhados, mostrando microfenocristal de plagioclásio em amostra de basalto, com algumas inclusões de magnetita em destaque.

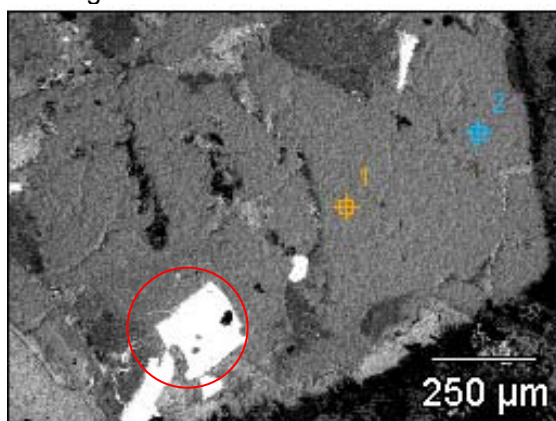


Fig. 53 – Imagem em elétrons retroespalhados, mostrando fenocristal de plagioclásio em amostra de dacito, com inclusão de magnetita em destaque.

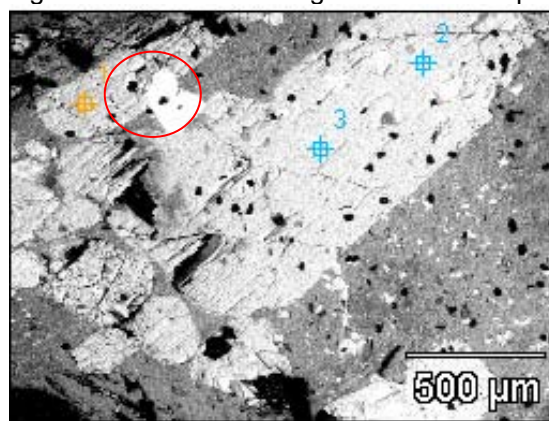


Fig. 54 – Imagem em elétrons retroespalhados, mostrando microfenocristal de piroxênio em amostra de basalto com inclusão de magnetita em destaque.

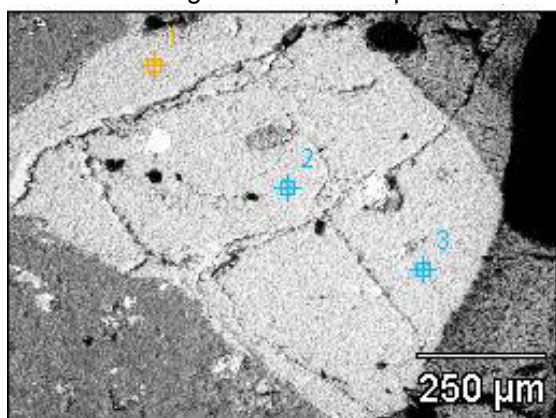


Fig. 55 – Imagem em elétrons retroespalhados, mostrando microfenocristal de piroxênio em amostra de dacito.

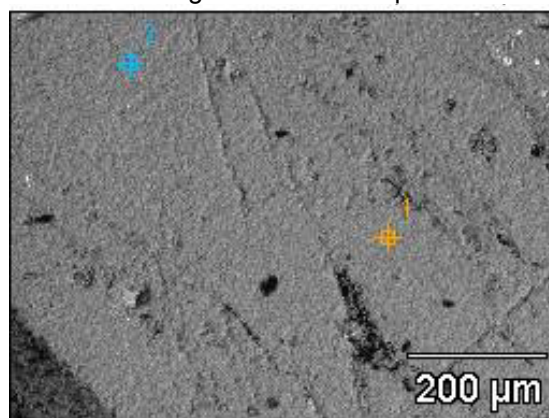


Fig. 56 – Imagem em elétrons retroespalhados, mostrando fenocristal de plagioclásio em amostra de dacito, límpido e com raras inclusões.

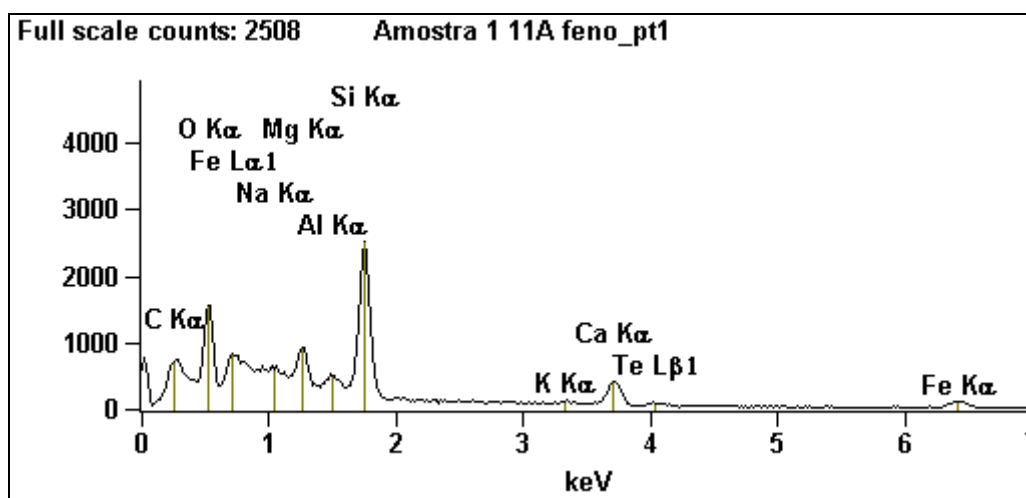


Figura 57 – Gráfico com as curvas dos elementos presentes em um dos pontos analisados num fenocristal de piroxênio.

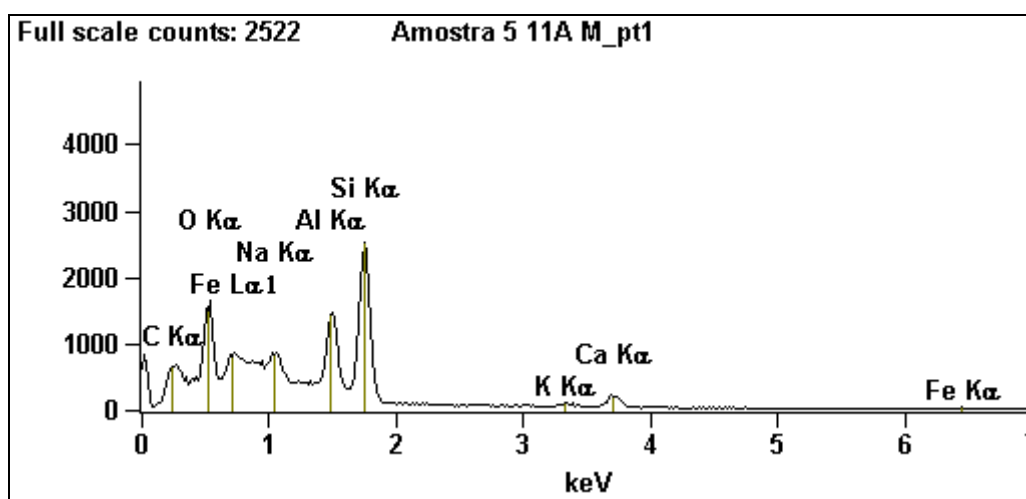


Figura 58 – Gráfico com as curvas dos elementos presentes em um dos pontos analisados num fenocristal de plagioclásio.

Os teores dos elementos foram fornecidos em porcentagem (%) de elementos e posteriormente recalculados e convertidos em óxidos. Este cálculo foi efetuado através de uma planilha de conversões de teores em peso de elemento para peso em óxido, obtendo-se a composição dos plagioclásios e dos piroxênios. Os teores em elementos e a planilha para cálculo encontram-se no **Anexo III**. Os valores são apresentados nas tabelas 4 e 5. As siglas utilizadas para os cristais são: fenocristal (feno), microfenocristal (microf) e cristais da matriz (mz).

Tabela 4 – Composição dos plagioclásios obtida por microscopia eletrônica pelo método EDS.

Amostra	Gran.	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	Fe₂O₃	CaO	Na₂O	K₂O	Total
1 10b pt1	microf	54,94	0,66	25,75	3,67	9,87	4,41	0,69	100
1 10b pt2	microf	54,22	0	25,08	3,67	10,37	5,79	0,88	100
2 11a pt1	microf	59,77	0	24,87	0	6,87	7,01	1,47	100
2 11a pt2	microf	55,85	0	26,47	2,31	6,7	7,01	1,67	100
2 11a pt3	microf	59,28	0	24,5	1,9	7	5,95	1,36	100
5 11a pt1	mz	58,89	0	23,58	1,71	6,97	7,08	1,77	100
5 11a pt2	mz	59,61	0	24,26	0	6,96	7,89	1,28	100
6 11a pt1	microf	59,53	0	24,2	0	7,56	7,42	1,29	100
6 11a pt2	microf	60,01	0	24,09	0	6,45	7,39	2,06	100
1 10a pt1	microf	54,65	0,76	24,8	3,49	9,72	6,05	0,53	100
1 10a pt2	microf	54,46	0,85	24,99	3,49	9,88	5,68	0,65	100
2 10a pt1	mz	54,33	0,75	25,73	3,51	9,63	5,2	0,85	100
3 10a pt1	microf	53,74	1,03	24,65	4,41	10,55	5,06	0,57	100
3 10a pt2	microf	54,03	1,08	24,08	5,08	10,22	4,65	0,86	100
1 5b pt1	microf	54,1	0	24,71	3,63	10,05	6,58	0,94	100
1 5b pt2	microf	53,62	0	26,08	2,97	10,41	5,93	1	100
2 5b pt1	microf	56,93	0	23,51	3,45	8,07	6,56	1,48	100
2 5b pt2	microf	55,58	0	23,14	4,3	8,64	6,87	1,47	100
2b 5b pt1	microf	56,6	0	23,05	4,34	8,68	5,88	1,45	100
2b 5b pt2	microf	55,22	0	23,71	5,11	9,49	5,33	1,14	100
3 10b pt1	microf	54,35	1,27	23,39	4,63	9,62	5,97	0,76	100
3 10b pt2	microf	54,16	1,05	24,38	4,58	10,19	5,08	0,55	100
2 13 pt1	microf	59,53	0	23,01	1,62	6,5	7,7	1,65	100
2 13 pt2	microf	60,3	0	24,01	0	6,5	7,61	1,59	100
3 13 pt1	mz	58,72	0	23,7	1,61	6,89	7,79	1,3	100
3 13 pt2	mz	59,08	0	22	1,94	7	8,54	1,45	100
5 13 pt1	mz	62,36	0	20,97	1,46	3,59	10,54	1,08	100
6 13 pt1	mz	59,34	0	23,92	1,62	6,48	7,43	1,21	100
6 13 pt2	mz	59,84	0	24,24	0	7,3	7,38	1,24	100

Tabela 5 – Composição dos piroxênios obtida por microscopia eletrônica pelo método EDS.

Amostra	Gran.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
1 11a pt1	feno	55,89	0	4,42	12,81	10,09	14,13	2,02	0,64	100
1 11a pt2	feno	54,66	0	4,79	15,36	9,46	14,72	0	1,02	100
1 11a pt3	feno	55,8	0	4,64	15,42	8,15	15,23	0	0,77	100
3 11a pt1	mz	55,21	0	6,08	13,8	9,31	12,73	1,94	0,93	100
3 11a pt2	mz	57,1	0	5,86	13,5	8,67	13,9	0	0,97	100
3 11a pt3	mz	54,45	0	6,31	14,21	9,74	14,47	0	0,82	100
4 11a pt1	microf	54,4	0	6,25	12,07	9,29	14,89	2,26	0,84	100
4 11a pt2	microf	56,29	0,81	6,36	12,62	8,79	15,13	0	0	100
4 11a pt3	microf	56,07	0	7,22	12,57	7,77	16,36	0	0	100
3 5b pt1	mz	54,32	0,97	7,2	11,5	9,39	12,96	2,71	0,94	100
3 5b pt2	mz	53,49	0,88	7,34	12,31	9,29	12,96	2,36	1,35	100
3a 5b pt1	mz	52,99	0	7,84	16,14	7,6	11,42	3,15	0,86	100
2 10b pt3	mz	54,06	1,79	9,31	13,11	8,3	12,6	0	0,83	100
3 10b pt3	mz	52,36	1,93	9,15	12,8	8,62	11,96	2,63	0,55	100
1 13 pt1	feno	53,28	0,8	4,01	20,58	13,25	5,96	1,64	0,49	100
1 13 pt2	feno	53,36	0	5,65	14,67	10,54	14,94	0	0,85	100
1 13 pt3	feno	53,12	0	3,85	15,21	10,87	14,05	2,18	0,73	100
3 13 pt3	mz	54,32	0	6,61	13,62	9,12	12,86	2,5	0,97	100
4 13 pt1	microf	54,59	0	4,55	21,64	11,17	4,3	2,11	1,64	100
4 13 pt2	microf	56,06	0	4,4	20,63	10,74	4,2	2,41	1,56	100
3 14a pt1	feno	54,35	1,56	6,18	12,75	10,33	13,29	0,93	0,62	100
3 14a pt2	feno	54,68	1,19	6	12,24	10,08	13,91	1,41	0,48	100
3 14a pt3	feno	53,64	1,06	7,37	12,3	9,79	13,42	1,71	0,71	100
2 14a pt1	mz	55,17	1,01	6,84	12,95	9,12	12,7	1,47	0,76	100
2 14a pt2	mz	55,41	1,3	6,96	11,63	8,95	13,59	1,48	0,69	100
1 14a pt1	feno	53,53	0,65	5,75	15,02	9,51	15,54	0	0	100
1 14a pt2	feno	53,35	0,99	5,35	14,79	9,46	15,62	0,44	0	100
1 14a pt3	feno	55,75	0	6,29	12,68	9,55	14,03	1,23	0,48	100
3a 11a pt1	mz	56,17	0,9	5,64	12,34	8,33	12,34	2,58	1,69	100
3a 11a pt2	mz	59,02	0,73	6,25	11,81	7,86	10,83	2,11	1,4	100
2 11a pt1	feno	56,1	0,64	3,81	14,67	8,46	13,88	1,42	1,01	100
2 11a pt2	feno	56,83	0,54	3,8	13,44	9,89	13,11	1,49	0,9	100
2 11a pt3	feno	55,96	0,76	5,44	15,62	5,34	13,3	2,05	1,53	100

*O primeiro valor (1) mineral analisado; (14a) amostra; e (pt) ponto analisado no mineral.

6. GEOTERMOBAROMETRIA

As temperaturas de cristalização dos minerais estudados foram determinadas com base na composição química da rocha e com a composição média obtida pela análise ao MEV (Tabelas 6 a 9). Para critério de comparação de dados foram calculadas temperaturas de cristalização das amostras da bibliografia (Piccirillo e Melfi, 1988) utilizando-se a química de rocha total e de análise de microsonda eletrônica (Tabelas 10 e 11). Foram utilizadas apenas as análises dos minerais provenientes das rochas com análises químicas efetuadas.

As temperaturas foram determinadas utilizando-se o geotermômetro calibrado por Putirka (2005) e as mesmas serviram para a construção dos modelos de distribuição térmica.

Tabela 6 – Composição média dos pontos analisados nos plagioclásios dos derrames ácidos estudados, estimada por meio do MEV.

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
2 11a	58,30	0,00	25,28	1,40	6,86	6,66	1,50	100,00
5 11a	59,25	0,00	23,92	0,85	6,97	7,49	1,53	100,00
6 11a	59,77	0,00	24,14	0,00	7,00	7,41	1,68	100,00
2 13	59,91	0,00	23,51	0,81	6,50	7,65	1,62	100,00
3 13	58,90	0,00	22,85	1,77	6,94	8,16	1,37	100,00
5 13	62,36	0,00	20,97	1,46	3,59	10,54	1,08	100,00
6 13	59,59	0,00	24,08	0,81	6,89	7,40	1,22	100,00

* O primeiro número se refere ao mineral analisado e o segundo a amostra

Tabela 7 – Composição média dos piroxênios dos derrames ácidos estudados, estimada por meio do MEV.

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
2 11a	56,30	0,65	4,35	14,58	7,90	13,43	1,65	1,15	100,00
3 11a	57,59	0,82	5,94	12,07	8,10	11,58	2,34	1,54	100,00
3a 11a	55,59	0,00	6,08	13,83	9,24	13,70	0,65	0,91	100,00
4 11a	55,59	0,27	6,61	12,42	8,62	15,46	0,75	0,28	100,00
1 13	53,25	0,27	4,50	16,82	11,55	11,65	1,27	0,69	100,00
3 13	54,32	0,00	6,61	13,62	9,12	12,86	2,50	0,97	100,00
4 13	55,33	0,00	4,47	21,14	10,96	4,25	2,26	1,60	100,00

Tabela 8 – Composição dos plagioclásios dos derrames básicos estudados, estimada por meio do MEV.

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
1 10b	54,58	0,33	25,42	3,67	10,12	5,10	0,79	100,00
1 10a	54,56	0,81	24,89	3,49	9,80	5,86	0,59	100,00
2 10a	55,10	2,17	21,91	6,36	8,00	4,79	1,10	99,43
3 10a	53,89	1,05	24,36	4,75	10,38	4,86	0,71	100,00
1 5b	53,86	0,00	25,39	3,30	10,23	6,25	0,97	100,00
2 5b	56,26	0,00	23,33	3,88	8,35	6,71	1,48	100,00
2b 5b	55,91	0,00	23,38	4,73	9,08	5,61	1,30	100,00
2c 5b	55,13	0,00	7,25	13,70	10,67	2,67	1,51	89,42
2 10b	54,21	0,00	23,89	6,03	9,69	4,78	1,01	99,63
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SiO ₂	TiO ₂

Tabela 9 – Composição dos piroxênios dos derrames básicos estudados, estimada por meio do MEV.

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
1 10a	55,45	0,00	4,62	14,53	9,23	14,69	0,67	0,81	100,00
3 5b	53,91	0,93	7,27	11,91	9,34	12,96	2,54	1,15	100,00
3a 5b	52,99	0,00	7,84	16,14	7,60	11,42	3,15	0,86	100,00
2 10b	54,06	1,79	9,31	13,11	8,30	12,60	0,00	0,83	100,00
1 14a	54,21	0,54	5,80	14,16	9,51	15,06	0,56	0,16	100,00
2 14a	55,29	1,15	6,90	12,29	9,03	13,14	1,47	0,73	100,00
3 14a	54,22	1,27	6,52	12,43	10,07	13,54	1,35	0,60	100,00

Tabela 10 – Composição média dos plagioclásios das rochas ácidas e básicas, obtida a partir de ensaios em microsonda eletrônica (Piccirillo e Melfi, 1988).

Amostra	Pontos analisados por amostra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
509 (ácida)	2	58,92	25,41	8,38	6,46	0,88	100,05
536 (básica)	1	53,09	29,92	12,29	4,46	0,22	99,98

Tabela 11 – Composição média dos piroxênios das rochas ácidas e básicas, obtida a partir de ensaios em microsonda eletrônica (Piccirillo e Melfi, 1988).

Amostra	Pontos analisados p/ amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total
509 (ácida)	4	51,03	0,50	0,81	22,29	0,89	13,56	10,34	0,16	0,01	99,58
536 (básica)	4	51,12	0,42	0,69	22,05	0,51	14,06	10,95	0,05	0,03	99,97

É possível determinar, não somente a temperatura de cristalização dos minerais, mas também a pressão de cristalização da rocha por meio da composição química e mineralógica.

O método escolhido foi o proposto por Putirka *et al.* (2003) e Putirka (2005), calibrado para clinopiroxênios e plagioclásios, respectivamente, pois pretende-se comparar as temperaturas de cristalização dos derrames com as rochas intrusivas, conforme estudo desenvolvido por Petersohn (2006). Entretanto, neste estudo somente serão utilizados os dados de temperatura e pressão dos plagioclásios, pois a divisão do sódio e o cálcio entre o plagioclásio e o líquido coexistente tem sido muito utilizadas na geotermobarometria.

Segundo Putirka (2005), o modelo Cpx-Plag-Ol Thermbar é baseado em relações termodinâmicas. O modelo para plagioclásio + líquido e clinopiroxênio + líquido são considerados termômetros entre os geotermômetros formulados para sistemas ígneos. São usados valores de rocha total (líquido) que têm sido tratados como fração dos óxidos: SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O e Cr₂O, e a composição do mineral na fração cátion, para calcular a temperatura de cristalização do mesmo.

Putirka (2005) construiu termobarômetros baseados nas composições plagioclásio – líquido. Estes geotermobarômetros também foram calibrados a partir de expressões termodinâmicas e consideram as constantes de equilíbrio baseadas na cristalização da anortita e na reação de troca entre anortita e albita. Os erros estimados para os cálculos da temperatura e pressão são, respectivamente, $\pm 23^{\circ}\text{C}$ e $\pm 1,8$ kbar (Putirka, 2005). As expressões termodinâmicas calibradas para determinar a temperatura e pressão de cristalização de plagioclásios e piroxênios, definidas por Putirka (2005), são apresentadas a seguir.

❖ Fórmula do plagioclásio:

$$\frac{10^4}{T(K)} = 6,12 + 0,257 \ln \left(\frac{(An^{pl})}{[Ca^{liq}(Al^{liq})^2(Si^{liq})^2]} \right) - 3,166(Ca^{liq}) + 0,2166(H_2O^{liq}) - \left(\frac{Al^{liq}}{Al^{liq} + Si^{liq}} \right) + 1,216(Al^{liq})^2 - 2,475 \times 10^{-2}[P]$$

$$P = -42,2 + 4,94 \times 10^{-2}T + 1,16 \times 10^{-2}T \ln \left(\frac{Ab^{pl}Al^{liq}Ca^{liq}}{An^{pl}Na^{liq}Si^{liq}} \right) - 382,3(Si^{liq})^2 + 514,2(Si^{liq})^3 - 19,6 \ln(Ab^{pl}) - 139,8(Ca^{liq}) + 287,2(Na^{liq}) + 163,9(K^{liq})$$

❖ Fórmula do piroxênio:

$$\frac{10^4}{T(K)} = 4,6 - 4,37 \times 10^{-1} \ln \left(\frac{Jd^{cpx} Ca^{liq} Fm^{liq}}{[DiHd^{cpx} Na^{liq} Al^{liq}]} \right) - 6,54 \times 10^{-1} \ln[Mg^{liq}] - 3,26 \times 10^{-1} \ln[Na^{liq}] - 6,32 \times 10^{-3} (P) - 0,92 \ln[Si^{liq}] + 2,74 \times 10^{-1} \ln[Jd^{cpx}]$$

$$P = -88,3 + 2,82 \times 10^{-3} T \ln \left(\frac{Jd^{cpx}}{[Na^{liq} Al^{liq} (Si^{liq})^2]} \right) + 2,19 \times 10^{-2} T - 25,1 \ln[Ca^{liq} Si^{liq}] + 7,03 \ln[Mg^{liq}] + 12,4 \ln[Ca^{liq}]$$

As calibrações dos geotermobarômetros clinopiroxênio – líquido (Putirka 2003) e dos geotermobarômetros plagioclásio – líquido (Putirka, 2005) são baseadas em análise de regressão de experimentos de fusão parcial, onde os cristais de plagioclásio e/ou clinopiroxênio foram gerados sob várias condições de temperatura e pressão, a partir de um líquido magmático também de composição variável.

Com base nos estudos desenvolvidos por Putirka (2005) os geobarômetros construídos para fornecer a pressão de dados experimentais de 1 atm são calibrados a partir de pressões estimadas entre –5 kbar e 5 kbar. De acordo com o autor, as pressões negativas obtidas representam um número positivo pequeno e refletem cristalização a 1 atm. Os valores utilizados de %H₂O no líquido foi zero.

Nota-se que os plagioclásios das rochas ácidas possuem teores menores de An (Anortita) do que os das rochas básicas conforme mostrado na tabela 12. Para as rochas ácidas a composição do plagioclásio é predominantemente andesina com teores variando entre An₍₃₇₋₃₉₎. Nas rochas básicas varia entre andesina a labradorita An₍₄₀₋₅₂₎.

De acordo com os cálculos efetuados pelo modelo de Putirka (2005), foram estimados valores de temperatura e pressão para os plagioclásios e piroxênios das rochas ácidas (tabela 13 e 14) e básicas (tabela 15 e 16), entretanto os valores gerados para pressão apresentaram um erro significativo, superior a ±1,8 Kbar, diminuindo a confiabilidade da estimativa, devido a utilização de teores semi-quantitativos.

Tabela 12 – Teores de anortita para os plagioclásios das rochas ácidas e básicas.

Amostra	An	Rocha
2 11a	37	ácida
5 11a	37	ácida
6 11a	37	ácida
2 13	39	ácida
3 13	39	ácida
5 13	39	ácida
6 13	39	ácida
1 10a	50	básica
2 10a	52	básica
3 10a	52	básica
1 5b	40	básica
2 5b	40	básica
2b 5b	40	básica
2c 5b	47	básica
2 10b	52	básica
3 10b	49	básica
1 10b	51	básica

Tabela 13 – Estimativa de temperatura e pressão para os plagioclásios das rochas ácidas, obtidas a partir do modelo calibrado por Putirka (2005).

Amostra	T (°C)	P	Mineral
2 11a	934	3,9	plag
5 11a	926	4,2	plag
6 11a	923	4,2	plag
2 13	907	4,7	plag
3 13	916	4,7	plag
5 13	793	7,4	plag
6 13	929	4,4	plag
509*	948	4,1	plag

*amostras da bibliografia

Tabela 14 – Estimativa de temperatura e pressão para os piroxênios das rochas ácidas, obtidas a partir do modelo calibrado por Putirka et al. (2003) e Putirka (2005).

Amostra	T (°C)	P	Mineral
1 13	1105	13,3	px
3 13	1122	16,4	px
4 13	1224	19,4	px
3 11a	1123	15,4	px
2 11a	1088	13	px
3a 11a	1086	9,3	px
4 11a	1077	9,7	px
509*	1017	1,3	px

Tabela 15 – Estimativa de temperatura e pressão para os plagioclásios das rochas básicas, obtidas a partir do modelo calibrado por Putirka (2005).

Amostra	T(°C)	P	Mineral
1 10b	1162	5,5	plag
2 10a	1107	4	plag
3 10a	1147	3,5	plag
1 5b	1154	8,1	plag
2 5b	1097	8,5	plag
2b 5b	1124	7,5	plag
2c 5b	1054	1,9	plag
2 10b	1136	4,6	plag
3 10b	1171	6,4	plag
1 10b	1158	5,3	plag
536*	1054	-14,1	plagio

* amostras da bibliografia

Tabela 16 – Estimativa de temperatura e pressão para os piroxênios das rochas básicas, obtidas a partir do modelo calibrado por Putirka et al. (2003) e Putirka (2005).

Amostra	T(°C)	P	Mineral
1 10b	1246	9,2	px
3 5b	1251	15,5	px
3a 5b	1271	17,2	px
2 10b	1187	-9,3	px
3 14a	1267	13,4	px
2 14a	1281	14,3	px
1 14a	1218	8,1	px
536*	1175	5,1	px

Com relação às temperaturas estimadas, nas rochas ácidas, os plagioclásios apresentaram valores variando de 793° a 934°C, e os piroxênios entre 1077° a 1224 °C. Nota-se que o histograma de frequência define três classes distintas, com predomínio das temperaturas em torno de 900°C para os plagioclásios e 1100°C para os piroxênios. Ao comparar com as amostras da bibliografia as temperaturas apresentaram valores de 948° para o plagioclásio e

1017° para o piroxênio (Figuras 59). Com destaque para as temperaturas dos piroxênios.

Com relação à pressão, as mesmas variam de 1,9 a 8,5 Kbar para os plagioclásios e -14,1 a 17,2 Kbar para os piroxênios. Entretanto para rochas superficiais os valores apresentaram-se muito elevadas e por trata-se de um parâmetro muito instável, os valores não foram considerados.

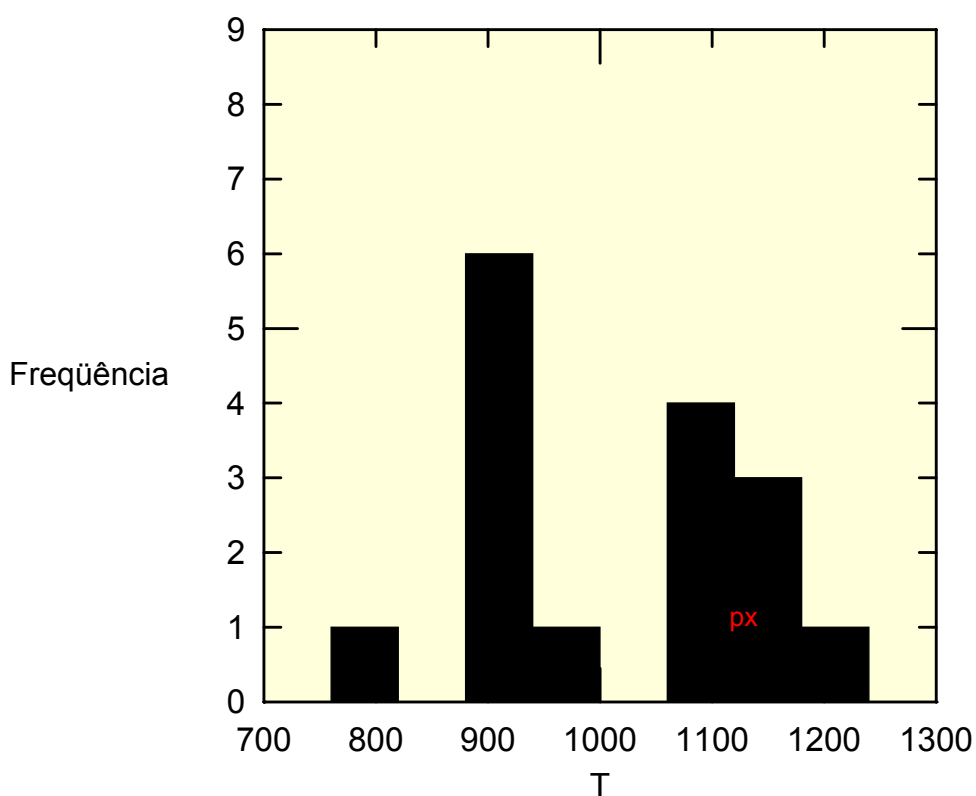


Figura 59 – Histograma de frequência para temperatura de cristalização dos plagioclásios e piroxênios das rochas ácidas

Nas rochas básicas as temperaturas variam de 1054° a 1171°C, para os plagioclásios e 1187° a 1281°C para os piroxênios. Para os plagioclásios predominam temperaturas em torno de 1150°C e para os piroxênios em torno de 1250°C (Figuras 60). As pressões apresentaram muita dispersão e valores elevados, em torno de 1,9 a 8,5 Kbar para os plagioclásios e -9,3 a 17,2 kbar para os piroxênios. Assim como para as rochas ácidas, por se tratarem de rochas cristalizadas na superfície, os valores obtidos para pressão foram desconsiderados.

As temperaturas obtidas para a amostra 536 da bibliografia são de 1054°C para o plagioclásio e 1171°C para o piroxênio.

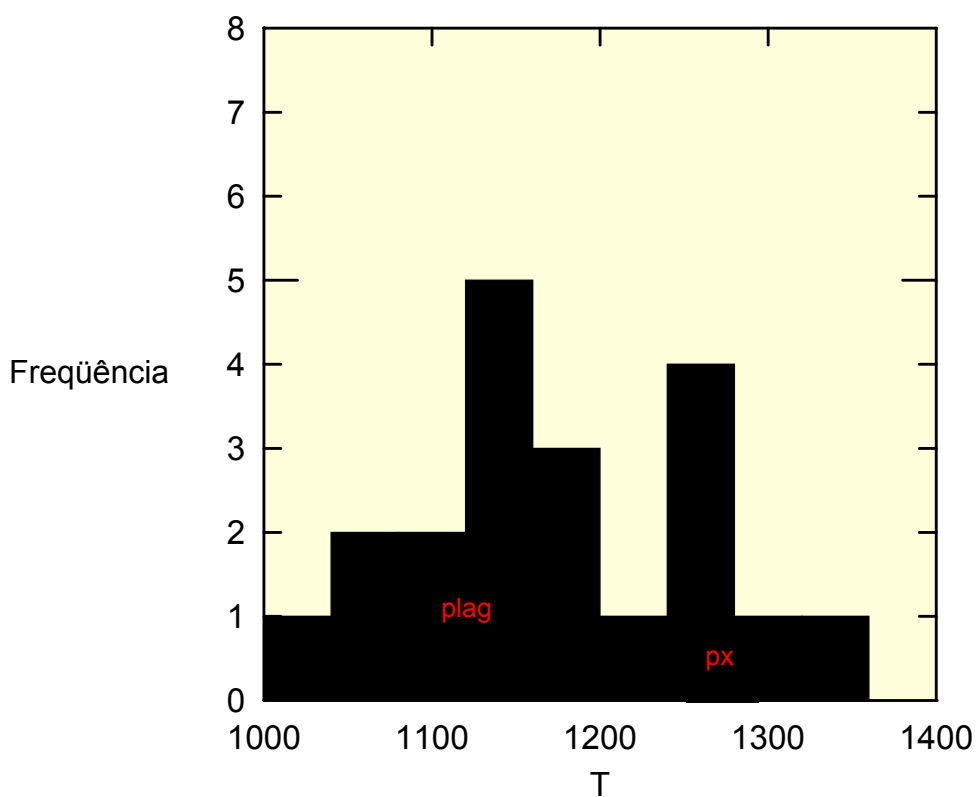


Figura 60 – Histograma de frequência para temperatura de cristalização dos plagioclásios e piroxênios para as rochas básicas.

As variações composicionais e texturais entre as rochas ácidas e básicas indicam variações nas condições de cristalização, especialmente nas condições de temperatura.

7. DISCUSSÃO

Conforme apresentado nos capítulos precedentes, após a compilação dos dados obtidos em campo e escritório, a área de estudo possui duas unidades geoquímicas: a Unidade Ácida e a Unidade Básica. A Unidade Básica, devido às diferenças morfológicas e composicional, foi dividida em duas subunidades: a Subunidade Lobada e a Subunidade Maciça.

A Unidade Básica é constituída por basaltos toleíticos, traqui-andesito basaltos e andesi-basaltos. A Unidade Ácida é constituída por dacitos a traqui-dacitos.

Na Subunidade Lobada foram descritos clastos de arenito intercalados com clastos de basalto. O arenito possui uma laminação granodecrescente bem preservada, o que sugere redeposição em ambiente subaquoso ou preservação após injeção de basalto.

Observa-se em campo que a passagem do basalto fanerítico para o hipovítreo é gradacional, o que sugere que o basalto hipovítreo possa em parte ser a zona de topo dos derrames mais espessos de basalto fanerítico. Entretanto a geoquímica mostra que o basalto fanerítico apresenta-se mais evoluído geoquimicamente que o basalto hipovítreo.

Com relação aos aspectos estruturais, o bloco de Guarapuava está rebaixado em relação aos adjacentes, o que sugere que a seqüência de derrames tabulares de basalto maciço é típica da fase sin-rifte da província Paraná-Etendeka e também típica da fase final do magmatismo. Não foram observadas feições de afloramento que permitam caracterizar a deformação associada a estes falhamentos, interpretados principalmente em função desses critérios, essencialmente estratigráficos.

Geoquimicamente as rochas mostram um comportamento semelhante à geoquímica desenvolvida por Piccirillo e Melfi (1988). Devido à área estar localizada na Subprovíncia Central e Subprovíncia Norte, as amostras apresentam teores de titânio variando entre 1,3 a 4,06 %, o que significa que há rochas ATi e BTi. Ao correlacioná-las com os magmas-tipo propostos por Peate (1992), pode-se observar que as rochas BTi correspondem ao magma-tipo Esmeralda e as ATi ao magma-tipo Pitanga.

Os dados geoquímicos foram utilizados para estimar a temperatura de cristalização dos minerais estudados, juntamente com as composições dos plagioclásios e piroxênios obtidas a partir do MEV. Com base no modelo desenvolvido por Putirka (2005) obteve-se a temperatura e a pressão de cristalização dos plagioclásios e piroxênios das rochas coletadas na área.

Petersohn (2006) determinou para as rochas intrusivas que ocorrem na forma de soleiras, temperaturas de cristalização dos plagioclásios entre 1070 a 1266 °C e para os piroxênios de 932,85 a 1301,85°C.

Para os derrames básicos estudados a temperatura de cristalização dos plagioclásios varia entre 1054 a 1171°C e dos piroxênios varia entre 1187 a 1281°C. Desta forma nota-se que as condições de cristalização para os plagioclásios e piroxênios tanto nas rochas intrusivas quanto nos derrames, são muito semelhantes.

As pressões tanto para as rochas ácidas como básicas mostraram-se elevadas. Desta forma nota-se que o método utilizado para cálculo de temperatura e pressão proposto por Putirka *et al.* (2003) e Putirka (2005), utilizando-se de dados do MEV, apresenta-se satisfatório para o cálculo de temperatura. Entretanto para o cálculo de pressão é pouco preciso, pois o método não foi proposto para ser utilizado com análises semi-quantitativas, mas sim quantitativas. Outro fator que pode ter contribuído para pressões elevadas poderia ser os teores obtidos para o Na₂O nas análises do MEV.

8. CONCLUSÕES

- As rochas da Unidade Básica apresentam diferenças morfológicas e químicas, sendo que as rochas da Subunidade Maciça são mais evoluídas geoquimicamente do que as rochas da Subunidade Lobada.
- Ao correlacionar as rochas da área de estudo com a classificação proposta por Peate (1992) as rochas ATi são classificadas como Pitanga e BTi como Esmeralda.
- As rochas ácidas, devido às suas características textural, estrutural e química, são classificadas como tipo Chapecó.
- As temperaturas dos plagioclásios das rochas ácidas variam de 793° a 934°C, com predomínio na faixa de 900°C e dos piroxênios entre 1077 a 1224°C, predominando os valores em torno de 1100°C.
- As pressões obtidas para os plagioclásios e piroxênios tanto das rochas ácidas como básicas apresentaram-se muito elevadas e por se tratarem de rochas superficiais as mesmas foram desconsideradas devido ao erro considerável.
- As rochas básicas apresentam temperaturas variando entre 1054 a 1171°C para os plagioclásios e 1187 a 1281°C para os piroxênios. Estudos realizados por Santos *et al.* (2003) no horizonte potencialmente gerador de hidrocarbonetos da Formação Irati nos estados do Paraná, Goiás e Rio Grande do Sul sugerem temperaturas de rochas intrusivas superiores a 900°C. Desta forma os derrames podem ter influenciado significativamente na geração de hidrocarbonetos. Entretanto para melhores resultados sugerem-se estudos térmicos tridimensionais.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA F. F. M. 1981. Síntese sobre a Tectônica da Bacia do Paraná. *In*: SBG, II Simpósio Regional de Geologia, 3, 198, São Paulo. **Atas do...** São Paulo: SBG, 1981. v. 1, p.1-20.
- ALMEIDA F. F. M., BRITO NEVES B. B., CARNEIRO C. 2000. The origin and evolution of the South American Plataform. *Earth Science Reviews*, **50**: 77-111.
- ARAÚJO L. M., TRIGÜIS J. A., CERQUEIRA J. R., FREITAS L.C. 2000. The atypical Permian Petroleum System of the Paraná Basin, Brazil. *AAPG Memoir, USA*, **73**: 377-402.
- BAUDINO R., MONREAL R., ZENCICH S., CALEGARI R. 2004. Generation of Hydrocarbons by Thermal Effect of Magmatic Intrusions: A Non-conventional Petroleum System. *In*: CONGRESO ALAGO, 9, México. Anais eletrônicos.
- BELLIENI G., PICCIRILLO E. M., ZANETTI B. 1981. Classification and nomenclature of basalts. *IUGS Subcomission on the systematics of igneous rocks*. Cambridge, **34(87)**: 1-19.
- BELLIENI G., BROTZU P., COMIN-CHIARAMONTI P., ERNESTO M., MELFI A., PACCA I. G., PICCIRILLO E. M. 1984. Flood basalt to rhyolite suites in the southern Paraná Plateau (Brazil): paleomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. *Journal of Petrology*, **25(3)**: 579-618.
- BELLIENI G., PICCIRILLO E. M., COMIN-CHIARAMONTI P., MELFI A., Da ROIT P. 1988. Mineral chemistry of continental stratoid volcanics and related intrusives from the Paraná Basin. *In*: PICCIRILLO E. M., MELFI A. J. *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin – petrogenetic and geophysical aspects*. USP, São Paulo, pp.: 73-92.
- BONDRE N. R., DURAISWAMI A., DOLE G. 2004. Morphology and emplacement of flows from the Deccan Volcanic Province, India. *Bulletin Volcanology*, **66**: 29-45.
- COMIN-CHIARAMONTI P., BELLIENI G., PICCIRILLO E., MELFI A.J. 1988. Classification and petrography of continental stratoid volcanics and related intrusives from the Paraná Basin (Brazil). *In*: PICCIRILLO E., MELFI A.J. *The mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin*. USP- IAG, São Paulo, pp. 47-72.
- DE LA ROCHE H., LETERRIER P., GRANDCLAUDE P., BERTRAND H. 1980. A classification of volcanic and plutonic using R1-R2 diagram and major element analysis. Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**: pp. 183-210.
- FERNANDES L. A., COIMBRA A. M. A. 1996. Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, **68(2)**: 195-205.

FODOR R. V., CORWIN C. T., ROISEMBERG A. 1985. *Petrology of Serra Geral (Paraná) continental flood basalts, southern Brazil: crustal contamination, source material, and South Atlantic magmatism*. Contributions to Mineralogy and Petrology, Alemanha, **91**: 54-65.

FÚLFARO V. J., SAAD A. R., SANTOS M. V., VIANNA R. B. 1982. Compartimentação e Evolução Tectônica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**: 590-611.

GOULART E. P., JARDIM N. S. 1982. Avaliação geoquímica das formações Ponta Grossa e Irati - Bacia do Paraná. In: PAULIPETRO - consórcio CESP-IPT. Geologia da Bacia do Paraná: reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos. São Paulo, p. 41-74.

HAWKESWORTH C. J., GALLAGER K., KELLEY S., MANTOVANI M. S. M., PEATE D., REGELOUS M., ROGERS N. 1992. Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. In: Storey B., Alabaster A., Pankhurst R. (Eds.), *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. Geological Society Special Publication, **68**: 221-240.

JEFFERSON C. W., HULBERT L. J., RAINBIRD R. H., HALL G. E. M., GRÉGORIE D. C., GRINENKO L. I. 1994. Mineral Resource Assessment of Neoproterozoic Franklin Igneous Events of Arctic Canada: comparison with the Permo-Triassic Noril'sk – Talnakh Ni – Cu – PGE Deposits of Russia. *Geological Survey of Canada*, Open File 2789: 48.

JIN Q., XIONG S., LU P. 1999. Catalysis and hydrogenation: volcanic activity and hydrocarbon generation in rift basins, eastern China. *Applied Geochemistry*, **14**: 547-558.

KONTAK D. J., O'REILLY G. A., MacDONALD M. A., HORNE R.J. & SMITH P.K. 2004. Gold in the Meguma Terrane, southern Nova Scotia. Is there a continuum between mesothermal lode gold and intrusion-related gold systems? In: Geological Association of Canada- Mineralogical Association of Canada Joint Annual Meeting, *Abstracts* **29**: 374.

LE BAS M. J., LE MAITRE R. W., STRECKEISEN A., ZANETTI B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-sílica diagram. *Journal of Petrology*, **27**: 745-750.

LONG P. E., WOOD B.J. 1986. Structures, textures, and cooling histories of Columbia River Basalt flows. *GSA Bulletin*, **97** (9): 1144-1155.

MANTOVANI M. S. M., PEATE D. W., HAWKESWORTH C. J. 1988. Geochemical stratigraphy of Paraná continental flood basalts: a contribution from borehole samples. In: PICCIRILLO E. M., MELFI A. J. *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin - petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo, USP, pp.15-24.

- MARSH B.D. 1995. Solidification fronts and magmatic evolution. *Mineralogical Magazine* **60**, 5-40.
- MELFI A. J., PICCIRILLO E. M., NARDY A. J. R. 1988. *Geological and magmatic aspects of the Paraná Basin – an Introduction*. USP, São Paulo, pp. 600.
- MILANI E. J., FRANÇA A. B., SCHNEIDER R. L. 1994. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **8(1)**: 69-82.
- MILANI E. J., RAMOS V. A. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, **28(4)**: 527-544.
- MILANI E. J., THOMAZ FILHO A. 2000. Sedimentary Basins of South América. In: CORDANI U. G., MILANI E. J., THOMAZ FILHO A., CAMPOS D. A. *Tectonic Evolution of South America*. In-Fólio Produção Editorial, Rio de Janeiro, pp.: 389-449.
- NARDY A. J. R., OLIVEIRA M. A. F., MACHADO F. B. 2002. Litogeoquímica das Rochas Vulcânicas Ácidas da Formação Serra Geral: Magmas-Tipo e suas Possíveis Zonas de Efusão na Bacia do Paraná. In: Boletim do 6º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, pp. 381-386.
- NARDY A. J. R., PICCIRILLO E. M., COMIN-CHIARAMONTI P., MELFI A. J., BELLINI G., OLIVEIRA M. A. F. 1993. Caracterização litoquímica e aspectos petrológicos de rochas vulcânicas da Formação Serra Geral: região centro-sul do Estado do Paraná. *Geociências*, São Paulo, **12/2**: 275-313.
- PEATE D. W. 1997. The Paraná–Etendeka Province. In: MAHONEY J. J. & COFFIN M. F. *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic and Planetary Flood Volcanism*. American Geophysical Union, Washington, pp.: 217–245.
- PEATE D.W., HAWKESWORTH C.J. MANTOVANI M.S. SHUKOWSKY W. 1990. Mantle plumes and flood basalt stratigraphy in the Paraná, South America. *Geology*, **18**: 1223-1226.
- PEATE D. W., HAWKESWORTH C. J., MANTOVANI M. S. M. 1992. Chemical Stratigraphy of the Paraná Lavas (South America): Classification of Magma Types and their Spatial Distribution, *Bull. Volcanol*, **55**: 119-139.
- PEDREIRA A.J., MARTINS A.A.M., SAMPAIO A.R., LOUREIRO H.S.C., LOPES J.N., ARAÚJO J.B.A., FERNANDES FILHO J., GUIMARÃES J.T., BOMFIM L.F.C., SANTOS R.C. dos, MELO R.C. de. 1981. Projeto Paulipetro: Geologia do Bloco SG.22-H (ACS-77). Relatório Final. São Paulo, Paulipetro (Consórcio CESP-IPT) – CPRM, 2 volumes.
- PETERSOHN E. 2006. *Evolução térmica de sills encaixados nas formações Irati e Ponta Grossa (Bacia do Paraná) no estado do Paraná – Contribuição para o entendimento da evolução dos sistemas petrolíferos Irati-Rio Bonito/Pirambóia e*

Ponta Grossa-Itararé. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Paraná, p. 169.

PICCIRILLO E. M., MELFI A. 1988. Age of the Paraná Flood Volcanism. *In: PICCIRILLO, E. M.; MELFI, A. J. The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin – petrogenetic and geophysical aspects*. USP, São Paulo, pp. 600.

PICCIRILLO E.M.; CIVETTA L.; PETRINI R.; LONGINELLI A.; COMIN-CHIARAMONT P.; BELLINI G.; MARQUES L.S.; MELFI A.J. 1987. Regional variations within the Paraná continental flood basalt sequences as evidence for different mantle regions and variable crustal contamination. *Terra Cognita*, **7**: 179-205.

PICCIRILLO E. M., COMIN-CHIARAMONTI P., MELFI A., STOLFA D., BELLINI G., MARQUES L. S., GIARETTA A., NARDY A. J. R., PINESE J. P. P., RAPOSO M. I. B., ROISEMBERG A. 1988. Petrochemistry of continental flood basalts – rhyolite suites and related intrusives from the Paraná Basin (Brazil). *In: PICCIRILLO, E. M.; MELFI, A. J. The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin – petrogenetic and geophysical aspects*. USP, São Paulo, pp. 107-156.

PHILPOTTS A. R. 1990. *Principies of Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 498 pp.

PUTIRKA K. D. 2005. Igneous thermometers and barometers based on plagioclase +liquid equilibria: Tests of some existing models and new calibrations. *American Mineralogist*, **90**: 336-346.

PUTIRKA K., JOHNSON M., KINZLER R., LONGHI J., WALKER D. 1996. Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kb. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Germany, **123**: 92–108.

PUTIRKA K. D., MIKAELIAN H., RYERSON F., SHAW H. 2003. New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with application to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. *American Mineralogist*, **88**: 1542–1554.

RAPOSO M. I. B. 1995. Episódios intrusivos no Arco de Ponta Grossa, determinados através de um estudo paleomagnético. *Revista Brasileira de Geociências*, **25(1)**: 3–19.

ROCHA-CAMPOS A. C., CORDANI U. G., KAWASHITA K., SONAKI H. M., SONAKI I. K. 1988. Age of the Paraná Flood Volcanism. *In: Mesozoic Flood Volcanism from the Paraná Basin (Brazil): Petrogenetic and Geophysical Aspects*, IAG-USP, São Paulo, pp. 25-45.

SANTOS R. V., DANTAS E., ALVARENGA C. J. S. de, BERTRAN F., REIS W., GUIMARÃES E. M., OLIVEIRA C. G., APARECIDO D., TOIGO, M. M., MENDONÇA FILHO J. G., REIS C. W. D., MEDEIROS S. R. 2003. Geochemical and thermal effects of basic intrusive rocks on sediments from the Irati Formation

at northwestern Paraná Basin. *In: South American Symposium on Isotope Geology*, Salvador, **4**: 776-779.

SCHNEIDER R. L.; MÜHLMANN H.; TOMMASI E.; MEDEIROS R. A.; DAEMON R. F.; NOGUEIRA A. A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. *In: Anais do Congresso Brasileiro de Geologia*. Porto Alegre: **28**: 41-65.

SHAW H. R.; SWANSON D. A. 1970. Eruption and flow rates of flood basalts. *In: Second Columbia River Basalt Symposium*, pp. 271-299.

VASCONCELLOS E. M. G., LICHT O. A. B. 2001. Roteiro de excursão: os gabros da Bacia do Paraná. *In: VIII Congresso Brasileiro de Geoquímica e I Simpósio de Geoquímica dos Países do Mercosul, Anais*.

Anexo I

(Coordenadas)

Ponto	UTM W	UTM N	COTA
1	479301 / 7200397		990
2	478869 / 7201029		1047
3	478199 / 7199155		1100
4	467768 / 7193880		1106
5	464865 / 7194733		1092
6	464425 / 7195235		1068
7	462552 / 7195686		1113
07a	461988 / 7196283		1106
07b	459636 / 7196877		1156
8	455804 / 7196964		1115
9	436234 / 7186449		951
10	432986 / 7188336		983
12	453844 / 7193498		1043
12a	450718 / 7196778		1082
13	449302 / 7199407		1029
14	448128 / 7201235		1069
15	447562 / 7204269		1115
15a	445917 / 7207275		1119
15b	445591 / 7207400		1120
18	446180 / 7212328		1177
19	447043 / 7214902		1107
20	446510 / 7219526		1104
21	445864 / 7224684		1128
21a	445294 / 7228479		1068
22	445312 / 7229347		1050
16	449202 / 7186148		980
23	446781 / 7182896		1039
24	445591 / 7179758		1012
25	445119 / 7178526		1047
26	440819 / 7174313		1048
27	433833 / 7172418		1006
28	471989 / 7190068		1132
29	478957 / 7182788		1058
17	476534 / 7182538		1148
30	451959 / 7192847		1048
31	453395 / 7188301		1100
32	454354 / 7186183		970

33	457289 / 7181106	1157
34	455512 / 7176224	1170
35	464501 / 7228382	1025
36	468439 / 7225926	1081
37	453806 / 7196365	1054
38	455017 / 7199491	1113
39	459235 / 7202385	1162
40	462538 / 7208288	1204
41	453169 / 7189056	1103
42	445628 / 7179850	999
43	463038 / 7211643	1176
44	464438 / 7214673	1084
45	466314 / 7218537	1186
46	464571 / 7219783	1098
47	461053 / 7222443	1004
48	460579 / 7222637	1044
49	458802 / 7224785	991
50	469083 / 7214630	1152
51	474336 / 7213686	1218
52	476543 / 7212122	1247
53	477010 / 7211042	1279
54	478828 / 7210075	1197
55	471592 / 7207780	1168
56	471979 / 7204843	1160
57	473303 / 7199498	1191
58	464910 / 7197725	1090
59	445725 / 7208098	1118
60	446429 / 7208467	1081
61	447760 / 7209790	1121
62	448054 / 7210143	1075
63	450302 / 7210030	1142
64	452349 / 7210704	1110
65	452843 / 7211517	1173
66	453595 / 7212075	1166
67	455899 / 7214505	1103
68	458487 / 7214910	1134
69	462176 / 7214855	1092
70	456410 / 7218544	1118

71	452907 / 7218516	1144
72	451576 / 7217602	1191
73	447823 / 7216668	1126
74	447124 / 7229200	1042
75	447603 / 7229084	1022
76	444869 / 7210606	1161
77	444625 / 7211830	1117
78	441910 / 7212129	1160
79	440955 / 7213860	1107
80	442186 / 7215985	1192
81	441219 / 7217454	1130
82	439007 / 7219650	1195
83	435503 / 7220645	1181
84	435076 / 7222856	1151
85	442838 / 7222432	1143
86	446322 / 7220265	1055
87	445508 / 7199520	1061
88	432465 / 7196396	1041
89	443620 / 7191901	1027
90	442719 / 7195423	1027
91	441743 / 7199274	1010
92	439150 / 7205628	1003
93	430767 / 7210198	1023

Anexo II

(Geoquímica de rocha total)

Análise química de óxidos maiores e elementos traço, das rochas estudadas.

Amostra	AM 01	AM 02	AM 05B	AM 06A	AM 07B	AM 09	AM 10A	AM 10B	AM 11	AM 11A	AM 13	AM 14	AM 15	AM 16A	AM 16B
SiO₂	53,97	50,14	54,45	49,44	52,26	64,52	50,3	50,08	50,86	64,09	64,07	51,33	51,46	49,89	52,09
TiO₂	1,38	1,45	1,8	1,39	1,43	1,49	4,06	4,03	3,77	1,48	1,5	3,6	2,27	4,04	1,46
Al₂O₃	13,49	14,35	12,77	13,65	13,36	12,8	12,33	12,6	12,43	12,73	13,49	12,03	12,25	12,17	13,34
Fe₂O₃	13,53	13,38	15,3	14,48	13,74	8,19	15,53	15,85	15,32	8,3	7,93	15,83	17,77	15,66	14,21
MgO	4,68	5,83	2,94	5,94	5,42	1,33	4,13	4,3	3,97	1,31	1,45	3,46	3,64	4,23	5,26
MnO	0,17	0,17	0,16	0,2	0,19	0,15	0,19	0,2	0,21	0,14	0,15	0,24	0,18	0,19	0,19
CaO	8,17	8,84	6,59	10,9	9,11	2,79	8,32	8,23	8,03	2,86	2,88	7,28	7,87	8,24	9,07
Na₂O	2,54	2,2	2,78	2,26	2,32	3,5	2,61	2,51	2,57	3,45	3,41	2,61	2,82	2,45	2,32
K₂O	1,58	0,99	3,07	0,41	1,1	4,14	1,16	1,38	1,79	3,91	4,37	2,02	1,38	1,3	1,12
P₂O₅	0,17	0,18	0,28	0,14	0,16	0,42	0,52	0,52	0,66	0,41	0,42	0,76	0,21	0,51	0,16
P.F.	0,3	1,96	0,42	0,26	0,26	0,28	1,01	0,84	0,64	0,46	1,32	0,43	0,31	1,09	0,68
SOMA	99,96	99,49	100,53	99,07	99,34	99,61	100,17	100,55	100,25	99,12	100,98	99,58	100,13	99,79	99,9
Ba	272	266	287	81	152	1213	319	363	390	1132	1196	501	103	328	85
Cr	41	40	26	67	126	L.I.D.	21	18	19	9	L.I.D.	13	19	22	118
Cu	158	117	169	172	155	13	203	206	135	9	7	130	205	212	168
La	46	40	24	19	21	96	44	38	56	94	97	59	27	50	24
Nb	14	14	17	9	10	66	26	25	26	65	68	27	11	26	11
Ni	64	68	56	73	74	46	57	59	55	47	46	49	59	59	73
Rb	56	63	141	11	38	115	26	27	35	115	118	37	44	24	38
Sr	196	221	149	171	144	423	430	432	378	464	437	441	129	429	138
V	139	164	190	154	155	144	404	395	346	151	152	311	221	395	160
Y	41	52	45	23	28	67	28	28	30	62	66	34	32	27	27
Zn	88	96	101	79	85	121	139	123	132	147	164	121	127	139	91
Zr	121	124	126	107	113	316	166	166	159	318	324	182	117	166	113

Análise química de óxidos maiores e elementos traços (Piccirillo e Melfi, 1988).

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	P.F.	SOMA	Ba	Cr	La	Ni	Rb	Sr	Y	Zr
401	50,07	1,94	14,25	3,79	3,56	0,2	8,45	2,66	1,43	0,38	3,55	99,03	385	58	27	41	35	226	61	179
402	48,52	3,72	12,81	6,45	3,89	0,22	8,76	2,79	1,16	0,46	1,99	99,09	555	33	36	45	26	496	36	291
406	48,79	3,7	12,94	8,6	3,9	0,21	8,61	2,6	1,29	0,48	1,36	99,24	593	26	46	41	29	494	36	288
407	52,24	2,91	12,81	4,87	3,21	0,21	7,2	2,85	2,11	0,92	1,59	99,09	724	18	59	22	43	462	47	351
420	48,12	1,57	14,59	5,09	6,24	0,22	10,88	2,44	0,33	0,23	0,95	99,07	187	64	10	56	11	194	35	109
422	65,13	1,42	13,1	5	1,09	0,17	2,93	3,62	4	0,44	0,97	99,78	1085	3	79	6	99	355	68	660
424	51,74	1,35	14,61	3,65	4,9	0,18	8,79	2,78	1,21	0,24	1,17	99,05	310	33	18	50	38	211	35	131
425	52,26	1,35	14,53	3,74	4,96	0,18	8,55	2,61	1,36	0,22	1,33	99,09	329	37	17	42	46	203	33	147
426	52,47	1,3	15,15	3,27	4,53	0,19	8,78	2,61	1,24	0,23	1,03	99,07	317	47	24	48	42	213	37	133
429	48,79	1,53	15,12	4,65	5,19	0,19	10,7	2,57	0,44	0,2	1,1	99,05	210	61	4	62	12	189	35	108
435	52,86	1,29	15,11	2,77	4,56	0,19	8,68	2,91	1,25	0,23	0,84	99,08	325	47	15	0,43	45	371	35	119
494	48,8	1,49	14,94	5,32	5,01	0,24	10,55	2,86	0,35	0,2	0,94	99,07	217	43	16	56	9	182	37	108
497	48,94	3,59	12,8	5,37	3,84	0,19	8,43	2,72	1,29	0,47	2,02	98,98	555	27	39	34	33	487	39	296
502	64,75	1,36	13,4	4,33	1,2	0,14	3,15	3,79	3,85	0,47	0,93	99,73	1066	9	92	2	98	380	64	675
503	48,9	3,69	12,7	6,08	3,66	0,19	8,56	2,56	1,3	0,45	2,01	99,01	624	25	39	36	29	506	39	303
504	64,49	1,33	13,76	3,46	1,34	0,12	2,86	3,82	4,32	0,42	0,82	99,61	1079	6	81	3	105	368	78	657
507	49,14	3,66	12,78	5,36	3,73	0,19	8,3	2,73	1,32	0,51	1,89	98,96	695	24	40	31	31	488	47	297
509	64,36	1,41	13,45	4,2	1,3	0,14	3,12	3,6	3,92	0,47	1,11	99,7	1050	9	80	4	100	388	66	667
515	65,02	1,41	13,09	4,15	1,15	0,14	3,09	3,6	3,26	0,47	1,01	99,09	1062	14	93	3	99	354	64	660
516	52,45	1,35	14,98	3,2	4,69	0,19	8,69	2,72	1,28	0,21	0,95	99,06	327	43	8	55	40	210	31	131
520	51,7	1,48	13,84	5,71	4,67	0,19	8,86	2,62	1,17	0,23	1,28	99,17	310	83	24	48	54	145	39	147
521	55,41	1,56	13,18	5,57	2,82	0,17	6,82	3,17	1,68	0,31	1,09	99,18	386	34	31	26	78	154	37	173
525	64,29	1,52	12,91	4,47	1,18	0,15	3,04	3,57	3,86	0,45	1,32	99,67	1076	12	94	4	103	355	68	683
536	51,74	1,7	13,83	3,99	3,69	0,22	8,49	3,01	1,08	0,21	1,23	98,92	361	47	15	37	28	193	37	146
540	64,23	1,47	12,84	4,85	1,31	0,15	2,88	3,33	4,23	0,47	1,62	99,72	1104	11	95	5	106	290	81	695
543	63,65	1,49	13,26	4,37	1,28	0,15	3,1	3,56	4,06	0,45	1,54	99,7	1127	2	86	5	106	616	73	616

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	P.F.	SOMA	Ba	Cr	La	Ni	Rb	Sr	Y	Zr
544	65,25	1,43	13,04	4,87	1	0,17	2,75	2,79	4,13	0,45	1,35	99,73	996	6	89	6	99	334	71	639
545	63,92	1,43	13,18	4,26	1,45	0,14	3,01	3,41	4,35	0,44	1,54	99,71	1135	7	91	6	104	344	77	623
546	52,7	1,65	13,18	5,97	4,31	0,2	8,29	2,65	1,22	0,23	1,39	99,2	259	54	20	46	45	135	39	135
547	50,54	1,37	15,08	3,98	5,17	0,21	9,84	2,51	0,75	0,17	1,1	99,07	211	151	13	82	15	152	32	110
561	50,41	1,35	14,88	4,46	5,24	0,19	9,87	2,43	0,96	0,17	0,88	99,07	259	165	16	75	37	147	32	115

Anexo III

(Composição dos plagioclásios e piroxênios
obtidas em MEV)

Composição dos plagioclásios – MEV

Amostra	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Fe	TOTAL
1 10b pt1	1,82	0,00	7,59	14,3	0,32	3,93	0,22	1,59	29,77
1 10b pt2	2,59	0,00	8,01	15,29	0,44	4,47	0,00	1,72	32,52
2 11a pt1	2,85	0,00	7,21	15,3	0,67	2,69	0,00	0,00	28,72
2 11a pt2	2,66	0,00	7,17	13,36	0,71	2,45	0,00	0,92	27,27
2 11a pt3	2,54	0,00	7,46	15,94	0,65	2,88	0,00	0,85	30,32
5 11a pt1	2,93	0,00	6,96	15,35	0,82	2,78	0,00	0,74	29,58
5 11a pt2	3,46	0,00	7,59	16,47	0,63	2,94	0,00	0,00	31,09
6 11a pt1	3,25	0,00	7,56	16,42	0,63	3,19	0,00	0,00	31,05
6 11a pt2	3,07	0,00	7,14	15,71	0,96	2,58	0,00	0,00	29,46
1 10a pt1	2,55	0,00	7,46	14,52	0,25	3,95	0,26	1,54	30,53
1 10a pt2	2,56	0,00	8,04	15,47	0,33	4,29	0,31	1,65	32,65
2 10a pt1	2,23	0,00	7,88	14,69	0,41	3,98	0,26	1,58	31,03
2 10a pt2	1,76	0,37	5,19	14,16	0,61	2,47	1,17	3,88	29,61
3 10a pt1	2,31	0,00	8,03	15,46	0,29	4,64	0,38	2,11	33,22
3 10a pt2	2,08	0,00	7,68	15,22	0,43	4,4	0,39	2,38	32,58
1 5b pt1	3,08	0,00	8,25	15,95	0,49	4,53	0,00	1,78	34,08
1 5b pt2	2,59	0,00	8,13	14,76	0,49	4,38	0,00	1,36	31,71
2 5b pt1	2,97	0,00	7,6	16,25	0,75	3,52	0,00	1,64	32,73
2 5b pt2	3,13	0,00	7,52	15,95	0,75	3,79	0,00	2,05	33,19
2b 5b pt1	2,61	0,00	7,3	15,83	0,72	3,71	0,00	2,02	32,19
2b 5b pt2	2,34	0,00	7,42	15,26	0,56	4,01	0,00	2,35	31,94
2c 5b pt1	1,18	3,26	2,29	15,37	0,75	4,55	0,00	6,35	33,75
2 10b pt1	2,21	0,27	6,95	15,08	0,6	4,05	0,00	3,63	32,79
2 10b pt2	1,95	0,00	7,83	14,59	0,39	4,06	0,00	1,9	30,72
3 10b pt1	2,61	0,00	7,29	14,96	0,37	4,05	0,45	2,12	31,85
3 10b pt2	2,21	0,00	7,57	14,85	0,27	4,27	0,37	2,09	31,63
2 13 pt1	3,54	0,00	7,55	17,25	0,85	2,88	0,00	0,78	32,85
2 13 pt2	3,34	0,00	7,52	16,68	0,78	2,75	0,00	0,00	31,07
3 13 pt1	3,38	0,00	7,34	16,06	0,63	2,88	0,00	0,73	31,02
3 13 pt2	3,95	0,00	7,26	17,22	0,75	3,12	0,00	0,94	33,24
5 13 pt1	4,7	0,00	6,67	17,51	0,54	1,54	0,00	0,68	31,64
6 13 pt1	3,45	0,00	7,93	17,37	0,63	2,9	0,00	0,79	33,07
6 13 pt2	3,25	0,00	7,62	16,61	0,61	3,1	0,00	0,00	31,19

Composição dos piroxênios – MEV

Amostra	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Fe	TOTAL
1 10a pt1	0,84	3,41	1,31	14,64	0,3	5,66	0,00	5,58	99,58
1 10a pt2	0,00	3,38	1,5	15,13	0,5	6,23	0,00	7,07	100,01
1 10a pt3	0,00	2,86	1,43	15,17	0,37	6,33	0,00	6,97	100
3 11a pt1	0,86	3,35	1,92	15,4	0,46	5,43	0,00	6,4	99,87
3 11a pt2	0,00	2,93	1,74	14,96	0,45	5,57	0,00	5,88	99,51
3 11a pt3	0,00	3,27	1,86	14,17	0,38	5,76	0,00	6,15	100,01
4 11a pt1	1,01	3,37	1,99	15,29	0,42	6,4	0,00	5,64	100,01
4 11a pt2	0,00	2,74	1,74	13,6	0,00	5,59	0,25	5,07	99,29
4 11a pt3	0,00	2,71	2,21	15,15	0,00	6,76	0,00	5,65	99,51
3 5b pt1	1,24	3,49	2,35	15,65	0,48	5,71	0,36	5,51	99,66
3 5b pt2	1,09	3,49	2,42	15,57	0,7	5,77	0,33	5,96	100,01
3a 5b pt1	1,51	2,96	2,68	15,99	0,46	5,27	0,00	8,1	99,1
2 10b pt3	0,00	2,75	2,71	13,89	0,38	4,95	0,59	5,6	99,99
3 10b pt3	1,11	2,96	2,76	13,94	0,26	4,87	0,66	5,67	100,02
1 13 pt1	0,69	4,52	1,2	14,09	0,23	2,41	0,27	9,05	100
1 13 pt2	0,00	3,68	1,73	14,44	0,41	6,18	0,00	6,6	100,01
1 13 pt3	0,99	4,02	1,25	15,23	0,37	6,16	0,00	7,25	100,01
3 13 pt3	1,04	3,08	1,96	14,22	0,45	5,15	0,00	5,93	100,02
4 13 pt1	0,97	4,17	1,49	15,79	0,84	1,9	0,00	10,41	99,98
4 13 pt2	1,09	3,95	1,42	15,98	0,79	1,83	0,00	9,78	100
3 14a pt1	0,47	4,25	2,23	17,33	0,35	6,48	0,64	6,76	100,01
3 14a pt2	0,73	4,25	2,22	17,86	0,28	6,95	0,5	6,65	100
3 14a pt3	0,9	4,19	2,77	17,8	0,42	6,81	0,45	6,79	99,99
2 14a pt1	0,76	3,83	2,52	17,96	0,44	6,32	0,42	7,01	100,01
2 14a pt2	0,8	3,94	2,69	18,91	0,42	7,09	0,57	6,6	100
1 14a pt1	0,00	4,3	2,28	18,75	0,00	8,32	0,29	8,75	100
1 14a pt2	0,24	4,15	2,06	18,14	0,00	8,12	0,43	8,36	100
1 14a pt3	0,66	4,17	2,41	18,87	0,29	7,26	0,00	7,14	99,99
3 11a pt1	1,38	3,62	2,15	18,91	1,01	6,35	0,39	6,91	100
3 11a pt2	0,86	2,61	1,82	15,18	0,64	4,26	0,24	5,05	100,01
2 11a pt1	0,77	3,72	1,47	19,11	0,61	7,23	0,28	8,31	100
2 11a pt2	0,75	4,06	1,37	18,08	0,51	6,38	0,22	7,11	99,99
2 11a pt3	1,2	2,54	2,27	20,63	1,00	7,5	0,36	9,58	99,99

Tabela para conversão de porcentagem em peso para porcentagem em óxidos

Microsoft Excel - ElemToOx(1)																											
Arquivo Editar Exibir Inserir Formatar Ferramentas Dados Janela Ajuda																											
Tms Rnn 10																											
B4 Ag																											
Conversion of Elements to Oxides and ppm to Oxide %																											
ELEMENT TO OXIDE																											
Put element here >>																											
Resulting oxide here >>																											
or here >>																											
or here >>																											
OXIDE TO ELEMENT																											
Put oxide here >>																											
Resulting element here >>																											
Put alt. oxide here >>																											
Resulting element here >>																											
Put alt. oxide here >>																											
Resulting element here >>																											
Total oxygen																											
PPM TO OXIDE %																											
Put ppm here >>																											
oxide % here >>																											
or here >>																											

Anexo IV

(Mapa Geológico)